

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



2/2022

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԱՆՐԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ НАЦИОНАЛЬНОЙ АКАДЕМИИ НАУК РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ
PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF ARMENIA

ISSN 0515-961X

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES

2/2022

ԵՐԵՎԱՆ. ЕРЕВАН. YEREVAN
2022

Հանդեսը հիմնադրվել է 1948 թվականին, լույս է տեսնում տարին երեք անգամ
հայերեն, ռուսերեն և անգլերեն լեզուներով

Գլխավոր խմբագիր՝
Ռ.Լ.ՄԵԼԹՈՆՅԱՆ

Խմբագրական կոլեգիա՝
**Ա.Հ.ԱՂԻՆՅԱՆ, Ա.Վ.ԱՎԱԳՅԱՆ (գլխ.խմբ.տեղակալ), Ա.Ա.ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ,
Հ.Ռ.ԲԱՂԴԱՍԱՐՅԱՆ, Գ.Ա.ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆՑ, Ղ.Լ.ԳԱԼՈՅԱՆ, Շ.Ա.ԳՅՈՒԼՆԱԶԱՐՅԱՆ,
Տ.ԴԱՆԵԼԻԱՆ (Ֆրանսիա), Լ.Զ.ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ս.Մ.ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ,
Է.Ե.ԽԱՉԻՅԱՆ, Զ.Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Խ.Բ.ՄԵԼԻԿՍԵՏՅԱՆ, Ռ.Ս.ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ
(պատասխանատու քարտուղար), Ս.Ն.ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ, Ռ.Տ.ՋՐԲԱՇՅԱՆ,
Ս.Ա.ՓԱԼԱՆՅԱՆ (Ռուսաստան)**

Главный редактор
Р.Л.МЕЛКОНЯН

Редакционная коллегия
**Ա.Վ.ԱՎԱԿՅԱՆ (зам.глав.ред.), Ա.Օ.ԱԴԻՆՅԱՆ, Ա.Ա.ԱՐԱԿԵԼՅԱՆ, Ա.Ր.ԲԱԳԴԱՏԱՐՅԱՆ,
Դ.Ա.ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆՑ, Կ.Լ.ԳԱԼՈՅԱՆ, Ս.Ա.ԳՅՈՒՆԱԶԱՐՅԱՆ, Դ.ԴԱՆԵԼԻԱՆ (Франция),
Ր.Դ.ԴՋՐԲԱՇՅԱՆ, ԴՋ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Խ.Բ.ՄԵԼԻԿՍԵՏՅԱՆ, Ր.Տ.ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ
(ответ.секретарь), Տ.Ն.ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ, Լ.Յ.ՕԴԱՆԵՏՅԱՆ, Տ.Մ.ՕԴԱՆԵՏՅԱՆ,
Տ.Ա.ՓԱԼԱՆՅԱՆ (Россия), Զ.Ե.ԽԱՉԻԱՆ**

Editor in Chief
R.L.MELKONYAN

Editorial Board
**Ա.Ռ.ԱԴԻՆՅԱՆ, Ա.Վ.ԱՎԱԳՅԱՆ (Deputy Editor in Chief), Ա.Ա.ԱՐԱԿԵԼՅԱՆ,
Խ.Ր.ԲԱԳԴԱՏԱՐՅԱՆ, Դ.ԴԱՆԵԼԻԱՆ (France), Գ.Ա.ԳԱԲՐԵԼՅԱՆՑ, Գ.Լ.ԳԱԼՈՅԱՆ,
Տ.Ռ.ԳՆԱԶԱՐՅԱՆ, Լ.Հ.ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Տ.Մ.ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ, Ր.Դ.ԴՐԱՇՅԱՆ,
ԴՋ. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Ե.Կ.ԽԱՉԻՅԱՆ, Խ.Բ.ՄԵԼԻԿՍԵՏՅԱՆ, Ր.Տ.ՄՈՎՍԵՍՅԱՆ
(Executive Secretary), Տ.Ն.ՆԱԶԱՐԵՏՅԱՆ, Տ.Ա.ՓԱԼԱՆՅԱՆ (Russia)**

Խմբագրության հասցեն՝ 0019, Երևան-19, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա
Адрес редакции: 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а
Editorial address: 24a, Marshal Baghramyan ave., Yerevan, 0019, Republic of Armenia
E-mail: geoscience @ geology. am
© Издательство “Титутюн” НАН РА
Типография издательства “Титутюн” НАН РА
Известия НАН РА, Науки о Земле, 2022

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

ՀՆԷԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- Սերոբյան Վ., Մոտեկուին Բ.** Կենտրոնական Հայաստանի ստորին ֆամենի cyrtospiriferid բրախիոպոդի երկու տեսակների մասին 5

ՇԵՐՏԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

- Սահակյան Լ.** Վեդու ակալա-լամպրոֆիրային դիատրեմայի հասակը (Հայաստան) 16

ՇՐՋԱԿԱ ՄԻՋԱՎԱՅՐ

- Ավագյան Ա.Ա., Ուրյան Հ.Ռ., Բոյնագրյան Վ.Ռ., Տարասյան Ն.Հ.** Ռելիեֆի թվային մոդելի վերլուծությամբ ռելիեֆի գծային ձևերի տարանջատման մեթոդն ու արդյունքները Արաքս գետի միջին հոսանքի ավազանի ձախ ափի օրինակով 29

ՄԵՏԱՂԱԳՈՅՈՑՈՒՄ

- Հովհաննիսյան Ա.Ե., Պանովա Ե.Գ., Օկունև Ի.Ս., Առաքելյան Դ.Գ., Միրադեղյան Վ.Վ., Չերնովա Ի.Գ.** Հայաստանի սել թերթաքարային ֆորմացիայի հեռանկարների մասին. Մետաղաբերություն, գազաֆիկացում եվ նոր տեխնոլոգիաներ 48

ԵՐԿՐԱՖԻԶԻԿԱ

- Հարությունյան Ռ.Ա.** Եվս մեկ անգամ Երևանյան և հարակից ակտիվ խզվածքների գոյության խնդրի շուրջ 65

- ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ** 81

ՀԻՇԱՐԺԱՆ ՏԱՐԵԹՎԵՐ

- ՌՈՄԻԿ ՆԱԻՐԻԻ ԶԱՐՅԱՆ** (ծննդյան 90-ամյակի)..... 83

СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

- Серобян В., Моттекуин Б.** О двух новых видах cyrtospiriferid брахиопод из нижнего фамена центральной Армении 5

СТРАТИГРАФИЯ

- Саакян Л.** Возраст вединской щелочно-лампрофировой диатремы (Армения) .. 16

ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

- Авакян А.А., Улоян А.Р., Бойнагрян В.Р., Тарасян Н.А.** Метод и результаты выделения линейных форм рельефа по данным анализа ЦМР на примере левобережья бассейна среднего течения реки Аракс 29

МЕТАЛЛОГЕНИЯ	
Оганесян А.Е., Панова Е.Г., Окунев И.С., Аракелян Д.Г., Сирадегян В.В., Чернова И.Г. О перспективах черносланцевых формаций Армении: металлоносность, газафикация и новые технологии	48
ГЕОФИЗИКА	
Арутюнян Р. Еще раз к вопросу о существовании Ереванского и примыкающих к нему активных разломов	65
НАУЧНАЯ ХРОНИКА	81
ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
ЗАРЯН РОМИК НАИРИ (К 90-летию со дня рождения)	83

TABLE OF CONTENT

PALEONTOLOGY	
Serobyany V., Mottequin B. On two cyrtospiriferid brachiopod species from the lower famennian of central Armenia	5
STRATIGRAPHY	
Sahakyan Lilit. The age of Vedi alkaline lamprophyre diatreme (Armenia)	16
NATURAL ENVIRONMENTAL	
Avagyan A.A., Uloyan H.R., Boynagryan V.R., Tarasyan N.H. The method and results of the linear landforms extracton using dem analysis data, on the example of the left bank of the Araks river basin's middle part	29
METALLOGENY	
Hovhannisyan A.E., Panova E.G., Okunev I.S., Arakelyan D.G., Siradeghyany V.V., Chernova I.G. On the perspectives of the black-shale formations of Armenia: ore bearing capacity, gasification and new technologies	48
GEOPHYSICS	
Harutyunyan R.A. To the question of the existence of Yerevan's and adjacent active faults revisited	65
SCIENTIFIC CHRONOLOGY	81
LOSSES OF SCIENCE	
ZARYAN ROMIK NAIRI'S (to the 90 th anniversary)	83

ON TWO CYRTOSPIRIFERID BRACHIOPOD SPECIES FROM THE LOWER FAMENNIAN OF CENTRAL ARMENIA

Serobyany Vahram^{1, 2}, Mottequin Bernard³

DOI: 10.54503/0515-961X-2022.75.2-5

¹ Univ. Lille, CNRS, UMR 8198- Evo-Eco-Paleo, F-59000 Lille, France
e-mail: vahram.serobyany.etu@univ-lille.fr

² Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of the Republic of
Armenia-Yerevan, Armenia, 24A, Marshal Baghramyan Avenue, Yerevan 0019, Republic of
Armenia e-mail: vahramserobyany@gmail.com

³ O.D. Earth and History of Life, Royal Belgian Institute of Natural Sciences, rue Vautier 29, B
1000 Brussels, Belgium e-mail: bmottequin@naturalsciences.be
Received by the Editor 28.04.2022

In an effort to describe the brachiopod diversity of the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* brachiopod Zone of Central Armenia (coeval to the *Palmatolepis crepida* conodont Zone), our attention is here focused on the description and illustration of two previously unknown spiriferide species (*Cyrtospirifer* sp. A and C. sp. B) of the Subfamily Cyrtospiriferinae.

Keywords: Brachiopoda; Spiriferida; Cyrtospiriferinae; Upper Devonian; *Aramazdospirifer orbelianus* Zone; Lesser Caucasus.

Introduction

The Upper Devonian of Central Armenia constitutes a continuous succession of mixed carbonate-siliciclastic deposits, accumulated in a shallow water environment. Geodynamically speaking, they are part of the South Armenian Block (SAB), a microcontinent that was detached from Gondwana during the Triassic and Jurassic (Sosson *et al.*, 2010). These sequences contain a diverse and abundant brachiopod fauna, among which the spiriferides are the most common. Brachiopods were systematically studied by Abrahamyan (1957, 1964, 1974) and Serobyany *et al.* (2019, 2021, 2022a, b). Most notably, Serobyany *et al.* (2022a) revised *Spirifer orbelianus* Abich, 1858 and erected the cyrtospiriferid genus *Aramazdospirifer* for this biostratigraphically important species for the lower Famennian of the Lesser Caucasus. They also discussed and discarded reports indicating the presence of Abich's species outside this Gondwanan area. However, the brachiopod assemblages from Armenia are still poorly understood, both taxonomically and biostratigraphically. Moreover, the rarely encountered species are not well known and often were even not collected. This is particularly true for the spiriferides that were generally ascribed to the widespread cyrtospiriferid genus *Cyrtospirifer* Nalivkin in Fredericks

(1924). Despite its unique and distinctive morphology, the concept of this genus was often misunderstood. During the twentieth century, as many as 150 species or varieties (equivalent to species or subspecies in modern terminology (Article 45 of the International Code on Zoological Nomenclature (fourth edition, 1999) (consult also Article 10.2)) were incorrectly assigned to *Cyrtospirifer* (Ma and Day, 2003). This has led to an overextension of its published stratigraphic range, from the late Givetian to the early Carboniferous (see discussion in Schemm-Gregory, 2011; Ma and Day, 2003, 2007; Gourvennec, 2019), but recent systematic revisions over the past fifty years considerably reduced the number of species erroneously ascribed to *Cyrtospirifer*. Nonetheless, many cyrtospiriferids remain poorly known.

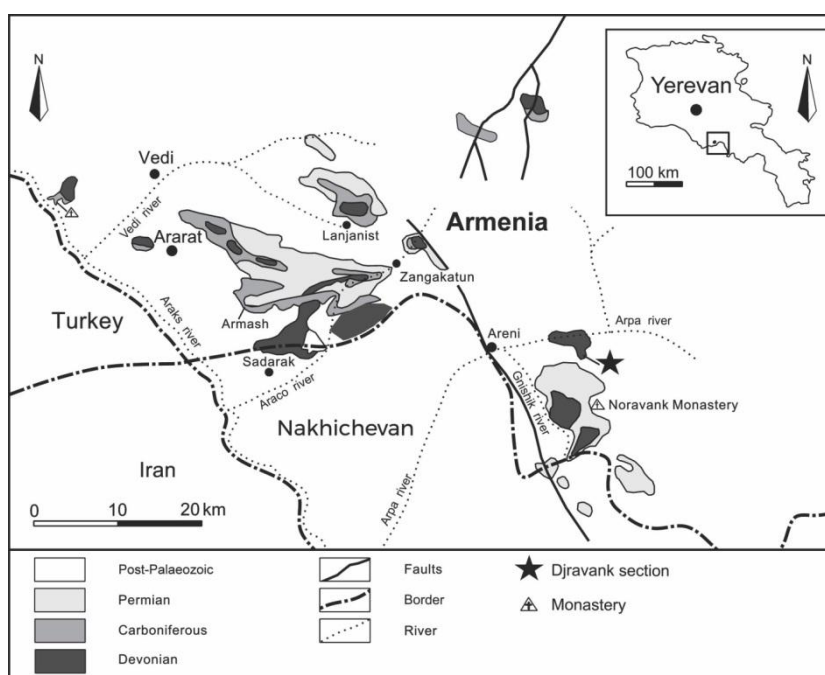


Fig.1. Schematic geological map and distribution of Upper Palaeozoic sequences in Central Armenia, including the location of the studied Djavank section (after Serobyan *et al.*, 2019, modified).

The prime objective of this paper is to describe two cyrtospiriferid taxa (Spiriferida) on the basis of the newly collected, although restricted, material from the lower Famennian succession of Central Armenia (fig.1), in order to better document the diversity of Cyrtospiriferid brachiopods from this interval, in addition to the fauna recently published by Serobyan *et al.* (2022a, b).

Material and methods

The brachiopods described in the present paper were collected in the marly/sandy limestone layers of the Ertych Regional Stage, which constitutes

the upper part of the Djravank section (Vayots Dzor Province) (fig.1). The Ertych Regional Stage is correlated with the *Aramazdospirifer orbelianus* brachiopod Zone of Abrahamyan (1957), which corresponds to the *Aramazdospirifer orbelianus*–*Tornatospirifer armenicus* brachiopod Zone of Rzhonsnitskaya and Mamedov (2000) (see Serobyán *et al.*, 2022a, b), and is coeval with the *Palmatolepis crepida* conodont Zone (Rzhonsnitskaya and Mamedov, 2000). The Djravank section crops out along a mountain path originating from the ruins of the Ertych village and leads to a tiny church hidden in the mountains at the locality known as Djravank (fig.1).

All specimens illustrated and investigated herein are deposited at the Geological Museum of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Armenia, Yerevan (IGSNASRAGM/PS). The prefix PS indicates the laboratory of Palaeontology and Stratigraphy. The specimens were coated with magnesium oxide before being photographed with a Canon EOS 700D camera.

Systematic palaeontology

Order Spiriferida Waagen, 1883

Suborder Spiriferidina Waagen, 1883

Superfamily Cyrtospiriferoidea Termier and Termier, 1949

Family Cyrtospiriferidae Termier and Termier, 1949

Subfamily Cyrtospiriferinae Termier and Termier, 1949

Genus *Cyrtospirifer* Nalivkin in Fredericks, 1924

Type species.—*Spirifer verneuili* Murchison, 1840; from the Frasnian of Ferques (France, Boulonnais area).

Cyrtospirifer sp. A

Figure 2, Plate 1.1–1.7

Material.—Two mostly complete, but strongly exfoliated, articulated specimens from the Djravank section (Fig. 1), lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* brachiopod Zone.

Description.—Shell medium-sized (up to c. 39 mm in width, 17.9 mm in length and 20.1 mm in thickness), wider than long, markedly ventribiconvex, rounded subtrapezoidal in outline; widest at hinge line; cardinal extremities acute; anterior margin emarginate (in ventral view); anterior commissure uniplicate.

Ventral valve inflated, with convex flanks sloping moderately towards lateral commissures; umbo small, not prominent; beak presumably small and erect (tip broken); interarea triangular, very high, slightly concave, procline at its base then becoming apsacline; delthyrium wide, partly covered by a convex pseudodeltidium (poorly preserved); sulcus wide, relatively deep, originating from beak, round-bottomed at front; tongue high, not perpendicular to com-

missural plane (bent dorsally), subcircular to subogival in outline.

Dorsal valve subtrapezoidal in outline, moderately inflated with flanks sloping gently towards lateral commissures; highest slightly posteriorly to midlength, then progressively declining towards the anterior margin; interarea linear, nearly flat, orthocline; fold wide, well-delimited, moderately high, starting from beak and widening anteriorly, round-topped at front.

Up to 22 simple, low, round-topped ribs on flanks with top rounded; 5 ribs per 5 mm at anterior margin near sulcus and fold; in sulcus and on fold, at least 10 ribs (poorly preserved) increasing by bifurcations and narrower than those on flanks; interspaces narrower than ribs; micro-ornament not preserved.

Ventral interior (fig.2) with relatively stout dental plates, intrasinal or subsinal posteriorly but extrasinal more anteriorly; delthyrial plate distinct, short, relatively thick; post-delthyrial and lateral apical cavities moderately infilled.

Dorsal valve interior (fig.2) with an unsupported ctenophoridium consisting of up to 23, relatively short lamellae; hinge plates divided; crural bases dorsally convergent; spiralia unknown.

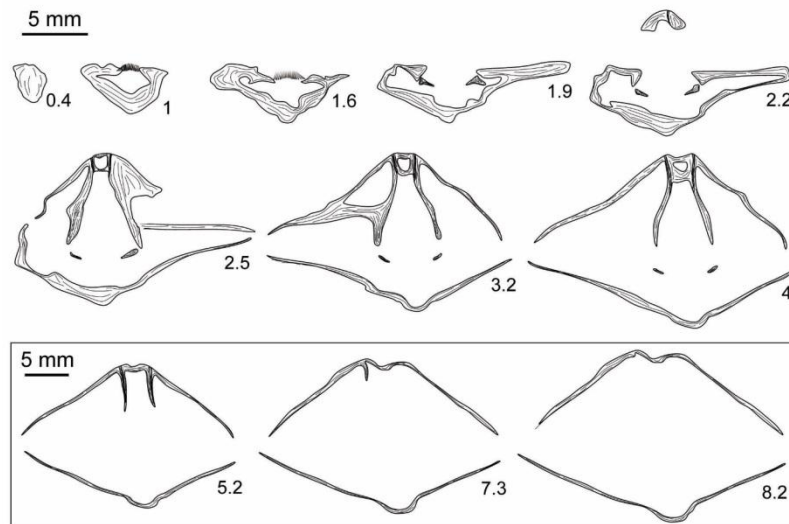


Fig. 2. Transverse serial sections of *Cyrtospirifer* sp. A (IGSNASRAGM 3945/PS 3051) from the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* Zone of Armenia, Djravank section. Numbers refer to distances in mm from the tip of the ventral umbo.

Remarks.—Our material is ascribed to the genus *Cyrtospirifer* on the basis of the external (e.g. type of ribbing, general shape) and internal (e.g. well-developed, relatively thick delthyrial plate; position of the dental plates) features and is left in open nomenclature due to the very limited number of specimens available. We herein provide a comparison of *Cyrtospirifer* sp. A with other *Cyrtospirifer* representatives but only with those which are described with respect to modern standards, as several species were previously lumped

under the genus *Cyrtospirifer* and revision of which may reveal that they belong to different genera (Ma and Day, 2003).

Cyrtospirifer sp. A differs from *C. verneuili* (Murchison, 1840) as revised by Brice (1988) and Ma and Day (2003), mainly by its higher ventral interarea and by its unsupported ctenophoridium.

Cyrtospirifer sp. A appears to be closely related to *C. sinensis* (Grabau, 1931) *sensu* Ma and Day (2003), known from the lower(?)–uppermost Frasnian of China; however, the ventral interarea of the species is procline at its base, then becoming apsacline, whereas the latter has an apsacline to catacline ventral interarea. Moreover, *C. sp. A* differs by having fewer ribs on flanks and non-thickened dental plates.

Cyrtospirifer sp. A differs from the specimens of the lower Famennian of Afghanistan ascribed to *C. asiaticus* Brice, 1971 by Brice (1971) by its transversely elongated shell and unsupported ctenophoridium. It is important to note that *Cyrtospirifer asiaticus* was proposed to include specimens from the Upper Devonian of the Zadonsk area (Russia), mistakenly identified as *Spirifer archiaci* Murchison, 1840 by de Verneuil (in Murchison et al., 1845), but the latter material has never been revised.

Cyrtospirifer sp. A is distinguished externally from *C. placitus* Stainbrook, 1945, known from the Upper Frasnian of Iowa (USA), by its high ventral interarea, lower tongue, fewer ribs on flanks, as well as in sulcus and on fold. Additionally, *C. sp. A* differs by the absence of a dorsal myophragm.

Cyrtospirifer sp. A may be distinguished externally from *C. whitneyi* (Hall, 1858), a middle–Upper Frasnian species from Iowa (USA), by its shell shape, wider sulcus and fold, lower and subcircular to subogival tongue. Internally, the former differs from the latter by the absence of myophragm on floors of both valves.

Cyrtospirifer sp. A differs from *C. vjacheslavi* Sokiran, 2013, known from the Middle Frasnian of the East European Platform, mainly by its shell shape, high ventral interarea and lower tongue. Additionally, *C. sp. A* may be separated by the presence of a strong, ventral apical callosity, developed by its nearly flat ctenophoridium and the absence of a dorsal myophragm.

Cyrtospirifer sp. A is distinguished from *C. sp. B* by its larger size, higher ventral interarea, deeper sulcus and higher fold, higher tongue, and larger number of ribs on flanks as well as in sulcus and on fold. Furthermore, *C. sp. A* differs by its convergent dental plates and unsupported ctenophoridium.

Cyrtospirifer sp. B

Figure 3, Plate 1.8–1.12

Material.—Two partly exfoliated articulated specimens from the Djiravank section (fig.1), lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* brachiopod Zone.

Description.—Shell medium-sized (up to c. 27 mm in width, 20.6 mm in length and 17.6 mm in thickness), wider than long, ventribiconvex, subpentagonal in outline; widest presumably at the hinge line; cardinal extremities broken; anterior margin straight; anterior commissure uniplicate.

Ventral valve strongly inflated, with convex flanks sloping moderately towards lateral commissures; umbo inflated, prominent; beak incurved; interarea apsacline, strongly concave, low; delthyrium unobserved (concealed by sediment); sulcus narrow, shallow to relatively deep, originating from beak, flat-bottomed at front, well-defined by bounding ribs; tongue low, subtrapezoidal in outline, perpendicular to commissural plane or slightly bent dorsally.

Dorsal valve slightly inflated with flanks sloping gently towards lateral commissures, subquadrangular to subtrapezoidal in outline; highest at mid-length, then decreasing gradually towards anterior margin; interarea concave, linear, orthocline; fold low, well-delimited, originating from beak, round to flat-topped at front.

Ornamentation of up to 16 rounded, simple, low ribs on each flank, becoming fainter towards posterolateral margins; 5 ribs per 5 mm at anterior margin near sulcus and fold; in sulcus and on fold, up to 4–5 ribs, slightly narrower than those present on flanks; ribs slightly wider than interspaces on flanks; micro-ornament poorly preserved, only a few capillae observed in ventral interspaces.

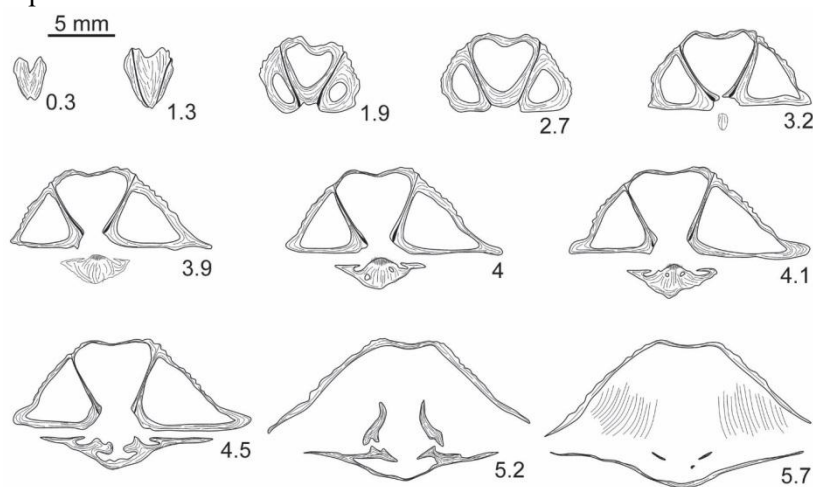


Fig. 3. Transverse serial sections of *Cyrtospirifer* sp. B (IGSNASRAGM 3947/PS 3053) from the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* Zone of Armenia, Djravank section. Numbers refer to distances in mm from the tip of the ventral umbo.

Ventral valve interior (fig.3) with stout, long, extrasinal and markedly divergent dental plates, converging dorsally in umbonal region (as seen in transverse section); teeth massive, bilobed; delthyrial plate short, thick; post-delthyrial (large) and lateral apical cavities poorly filled in by callus.

Dorsal valve interior (fig.3) with supported ctenophoridium that is composed of up to 19 well-developed, relatively long lamellae; hinge plate divided;

crural bases stout; spiralia oriented posterolaterally with at least 15 whorls per spiral cone.

Remarks.—The external and internal features observed (e.g., well-developed fold and sulcus, long and extrasinal dental plates, delthyrial plate) in the two studied specimens are in favour of an assignment to the genus *Cyrtospirifer*.

Cyrtospirifer sp. B differs from *C. verneuili* (Murchison, 1840) mainly by its smaller size, short hinge line, lower tongue, fewer ribs on flanks as well as in sulcus and on fold. Furthermore, the former is distinguished by its markedly divergent dental plates.

Cyrtospirifer sp. B is separable externally from *C. thalattodoxa* Crickmay, 1952, by its shorter hinge line, lower tongue and fewer number of ribs on flanks as well as in sulcus and on fold. However, it is worth noting that Ma and Day (2003; pl. 9.6–9.8) illustrated a specimen of *C. thalattodoxa* with very short hinge line and obtuse cardinal extremities, but they specified that it is a result of abnormal growth. Additionally, *C. sp. B* differs by its supported ctenophoridium.

Cyrtospirifer sp. B differs externally from *C. whitneyi* (Hall, 1858) by its lower and subtrapezoidal tongue, fewer ribs on flanks as well as in sulcus and on fold. Moreover, *C. sp. B* is distinguished by its markedly divergent dental plates, supported ctenophoridium and by the absence of a ventral myophragm.

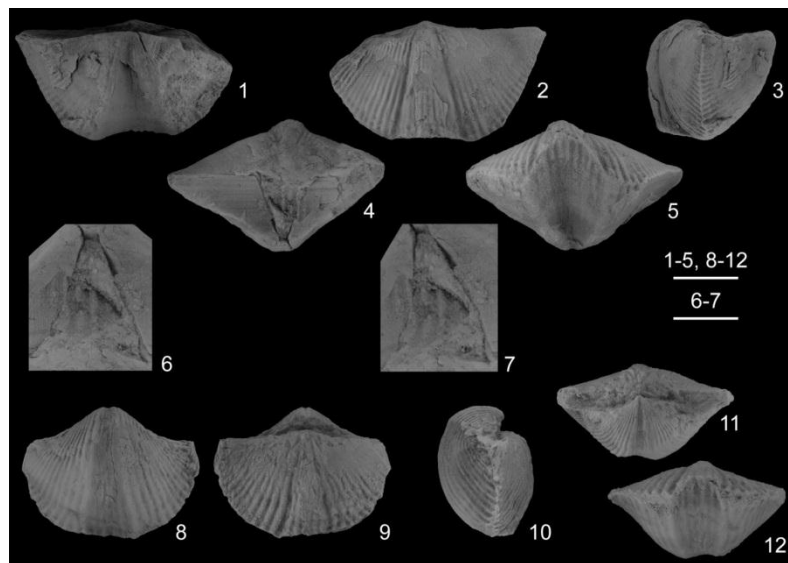


Plate 1. *Cyrtospirifer* sp. A from the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* Zone of Abrahamyan (1957) in Armenia. (1–7). IGSNASRAGM 3946/PS 3052 (Djraevank section), corroded specimen in ventral, dorsal, lateral, posterior and anterior views (1–5), close-up of the ventral interarea (pseudodeltidium) (6, 7).

Cyrtospirifer sp. B from the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* Zone of Abrahamyan (1957) in Armenia. (8–12). IGSNASRAGM 3948/PS 3054 (Djraevank section), almost complete specimen in ventral, dorsal, lateral, posterior and anterior views. Scale bars: 10mm (1–12), 5mm (6–7).

Discussion

According to Ma and Day (2003) representatives of the genus *Cyrtospirifer* occur in upper Givetian and Frasnian sequences, and perhaps in the lower Famennian, pending the reinvestigation of the Famennian cyrtospiriferids. Concerning the earliest known occurrence of this genus, Gourvennec (2019) stated that its first known occurrence is from the upper Eifelian–lower Givetian transitional layers of the Tindouf Basin in Algeria. Regarding its youngest occurrence, Abrahamyan (1957, 1974) described and illustrated numerous brachiopods that were assigned to *Cyrtospirifer* from the lower–upper Famennian sequences of Armenia. Although most of the species she illustrated were subsequently assigned to other genera (e.g., see Ma and Day, 2007; Grechishnikova in Alekseeva *et al.*, 2018a), some appear to belong indeed to *Cyrtospirifer*. This is the case of the specimens from the lower–upper Famennian of the Lesser Caucasus (Armenia and Nakhichevan) that were identified as *C. verneuili* (Murchison, 1840) by Abrahamyan (1957), who did not illustrate their internal features. It is important to stress here that *Cyrtospirifer verneuili* was originally described from the Frasnian of Ferques in the Boulonnais area (northern France) (Brice, 1988; Sartenaer, 2017), more precisely from the Ferques Formation, and Murchison (1840) also included Belgian material in describing this emblematic Frasnian species. It is highly probable that the specimens ascribed to *C. verneuili* by Abrahamyan (1957) do not belong to this species, but they just display some external similarities with it. Nevertheless, they apparently belong to *Cyrtospirifer*. Consequently, it is reasonable to assume that resampling and reinvestigation of the Middle and Upper Devonian succession of the Lesser Caucasus is a necessary task as it might improve our understanding of the biostratigraphic distribution of the genus *Cyrtospirifer*.

Conclusion

The examination of the lower Famennian *Aramazdospirifer orbelianus* Zone of the Djavank section (Central Armenia) reveals two uncommon cyrtospiriferid brachiopods. Both of them are herein assigned to the genus *Cyrtospirifer* Nalivkin in Fredericks (1924), which is one of the most widespread cyrtospiriferid genera, and left in open nomenclature due to the very limited material available for each species. It is well-known that the lower Famennian is characterized by the huge development of representatives of the subfamily Cyrtiopsinae in comparison with the Cyrtospiriferinae (e.g. Ma and Day, 2007; Mottequin and Poty, 2016) as is also the case in Armenia. Further investigations on the Armenian material are required in order to complete the recent revisions conducted on the Famennian brachiopods recovered from the different parts of northern Gondwana that crop out now in the Lesser Caucasus, Afghanistan and Iran (Alekseeva *et al.*, 2018a, b; Mottequin and Brice, 2019).

Acknowledgments

V. Serobyanyan is grateful to the French Embassy in Yerevan, the MOBILLEX International Mobility Grant Programme of the University of Lille and the Erasmus + ICM Programme for funding his studies in France. Fieldwork was also facilitated by the logistic support of the Institute of Geological Sciences (Armenian Academy of Sciences). The manuscript benefited from an anonymous reviewer to whom we are much indebted.

References

- Абрамян М.С.** 1957. Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений югозападной Армении. Ереван, Академия Наук Армянской ССР, Институт Геологических Наук, 144с.
- Абрамян М.С.** 1964. Стратиграфия каменноугольных отложений, в кн. Геология Армянской ССР. Ереван, Академия Наук Армянской ССР, Институт Геологических Наук, том 2, с.96–118.
- Абрамян М.С.** 1974. Описание фауны. Девонская система, Тип Brachiopoda. Брахиоподы, Атлас ископаемой фауны Армянской ССР. Ереван, Издательство Академии Наук Армянской ССР, Институт Геологических Наук, с.48–64, 77–85.
- Аракелян Р.А.** 1952. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилегающие части Нахичеванской АССР. Ереван, Академия Наук Армянской ССР, Институт Геологических Наук, 142с.
- Аракелян Р.А.** 1964. Стратиграфия девонских отложений, в кн. Геология Армянской ССР. Ереван, Академия Наук Армянской ССР, Институт Геологических Наук, т. 2, с.46–96.
- Фредерикс Г.Н.** 1924. Палеонтологические исследования. 2. О Верхнекаменноугольных спириферидах Урала. Известия Геологического Комитета, т. 38, с.295–324.
- Alekseeva R.E., Afanasjeva G.A., Grechishnikova I.A., Oleneva N.V. and Pakhnevich A.V.** 2018a. Devonian and Carboniferous Brachiopods and Biostratigraphy of Transcaucasia (Ending). Paleontological Journal, v. 52, p.969–1085.
- Alekseeva R.E., Afanasjeva G.A., Grechishnikova I.A., Oleneva N.V. and Pakhnevich A.V.** 2018b. Devonian and Carboniferous Brachiopods and Biostratigraphy of Transcaucasia. Paleontological Journal, v. 52, p.829–967.
- Brice D.** 1971. Étude paléontologique et stratigraphique du Devonien de l'Afghanistan. Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient 11, 1–364.
- Brice D.** 1988. Brachiopodes du Dévonien de Ferques (Boulonnais–France). Biostratigraphie du Paléozoïque, v. 7, p.323–395.
- Crickmay C.H.** 1952. Discrimination of late Upper Devonian. Journal of Paleontology, v. 26, p.585–609.
- Gourvenec R.** 2019. Silurian-Devonian Spiriferida and Spiriferinida (Brachiopods) from the Tindouf Basin (Algeria). Palaeontographica Abteilung A, v. 313 (4–6), p.81–149.
- Grabau A.W.** 1931. Devonian Brachiopoda of China, I: Devonian Brachiopoda from Yunnan and other districts in South China. China Geological Survey, Palaeontologia Sinica Ser. B, v. 3, p.1–545.
- Hall J.** 1858. Report on the Geological Survey of the state of Iowa; embracing the results of investigations made during portions of the years 1855–1857, Palaeontology, v. 1, part 2. Published by authority of the legislature of Iowa, Des Moines, p.473–724.
- International Commission on Zoological Nomenclature** 1999. International Code of Zoological Nomenclature, 4th edition. International Trust for Zoological Nomenclature, London.
- Ma X.-P., and Day J.** 2003. Revision of North American and selected Eurasian Late Devonian (Frasnian) species of *Cyrtospirifer* and *Regelia* (Brachiopoda). Journal of Paleontology, v. 77, p.267–292.
- Ma X.-P., and Day J.** 2007. Morphology and revision of Late Devonian (Early Famennian) *Cyrtospirifer* (Brachiopoda) and related genera from South China and North America. Journal of Paleontology, v. 81, p.286–311.

- Mottequin B. and Brice D.** 2019. Reappraisal of some Upper Devonian (Famennian) spiriferide brachiopods from the Band-e Bayan Domain (Afghanistan). *Geobios*, v. 52, p.47–65.
- Mottequin B. and Poty E.** 2016. Kellwasser horizons, sea-level changes and brachiopod-coral crises during the late Frasnian in the Namur-Dinant Basin (southern Belgium): a synopsis. Geological Society, London, Special Publications, v. 423, p.235–250.
- Murchison R.I.** 1840. Description de quelques-unes des coquilles fossiles les plus abondantes dans les couches dévoniennes du Bas-Boulonnais. *Bulletin de la Société géologique de France*, v. 11, p.250–256.
- Murchison R.I., Verneuil E. de and Keyserling A. de** 1845. *Géologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural*, vol. 2, 3e partie, Paléontologie. John Murray, London, and Bertrand, Paris, 512p.
- Rzhonsnitskaya M.A. and Mamedov A.B.** 2000. Devonian stage boundaries in the southern Transcaucasus. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, v. 225, p.329–333.
- Sartenaer P.** 2017. *Spirifer disjunctus* (Sowerby, J. de C. in Sedgwick & Murchison, 1840) and *S. verneuili* Murchison, 1840 (Brachiopoda, Spiriferida): 175 years of confusion. *Geologica Belgica*, v. 20(3-4), p.181–188.
- Schemm-Gregory M.** 2011. A new species of *Cyrtospirifer* (Brachiopoda) from the Middle Devonian of the Western Sahara (Northwest Africa). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 117, p.3–13.
- Serobyany V., Grigoryan A., Mottequin B., Mayilyan R., Crônier C. and Danelian T.** 2019. Biostratigraphy of the Upper Devonian trigonirhynchiid brachiopods (Rhynchonellida) from Armenia. *Proceedings of National Academy of Sciences of the Republic of Armenia. Earth Sciences*, 72/2, p.3–18.
- Serobyany V., Danelian T., Crônier C., Grigoryan A. and Mottequin B.** 2021. Lower Famennian (Upper Devonian) rhynchonellide and athyride brachiopods from the South Armenian Block. *Journal of Paleontology*, v. 95, p.527–552.
- Serobyany V., Danelian T., Crônier C., Grigoryan A. and Mottequin B.** 2022a. *Aramazdospirifer orbelianus* (Abich, 1858) n. comb., a new cyrtospiriferid brachiopod genus and a biostratigraphically important species from the lower Famennian (Upper Devonian) of Armenia. *Comptes Rendus Palevol*, 21(2), p.145–156.
- Serobyany V., Danelian T., Crônier C., Grigoryan A. and Mottequin B.** 2022b. New and revised cyrtospiriferid (Spiriferida) brachiopods from the lower Famennian (Upper Devonian) of Armenia. *Journal of Paleontology*.
- Sokiran E.V.** 2013. *Cyrtospirifer vjacheslavi*, a new cyrtospiriferid species (Cyrtospiriferidae, Brachiopoda) from the Middle Frasnian of the East European Platform. *Paleontological Journal*, v. 47, p.581–587.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G. and Mosar J.** 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights, In: Sosson M., Kaymakci N., Stephenson E.A., Bergerat F. and Starostenko V., eds., *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. London, Geological Society, Special Publication v. 340, p.329–352.
- Stainbrook M.A.** 1945. Brachiopoda of the Independence Shale of Iowa. *Geological Society of America, Memoir* 14, p.1–74.
- Termier H. and Termier G.** 1949. Essai sur l'évolution des Spiriféridés. *Notes et Mémoires, Service géologique, Division des Mines et de la Géologie (Maroc)*, v. 74, p.85–112.
- Waagen W.H.** 1883. Salt Range fossils, I. *Productus-Limestone Fossils: Brachiopoda*. *Palaeontologia Indica, Series*, 13–14, p.391–546.

**ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՍՏՈՐԻՆ ՖԱՄԵՆԻ CYRTOSPIRIFERID
ԲՐԱԽԻՈՊՈԴԻ ԵՐԿՈՒ ՏԵՍԱԿՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ**

Սերոբյան Վ., Մոտեկուին Բ.

Ամփոփում

Կենտրոնական Հայաստանի ստորին ֆամենի *Aramazdospirifer orbelianus* բրախիոպոդային բիոզոնայի (որը համապատասխանում է *Palmatolepis crepida* կոնդոնոտային բիոզոնային) բրախիոպոդների կենսաբազմազանությունը գնահատելու նպատակով, սույն աշխատանքում անդրադարձ է կատարվել նախկինում անհայտ *Cyrtospiriferinae* ենթաընտանիքին պատկանող երկու սպիրիֆերիդների (*Cyrtospirifer* sp. A. and *C. sp. B*) նկարագրությանն ու նկարագարդմանը:

**О ДВУХ НОВЫХ ВИДАХ CYRTOSPIRIFERID БРАХИОПОД ИЗ
НИЖНЕГО ФАМЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ**

Серобян В., Моттекуин Б.

Резюме

В данной работе, для оценки биоразнообразия брахиопод зоны *Aramazdospirifer orbelianus* нижнего фамена Центральной Армении (которая соответствует конодонтовой зоне *Palmatolepis crepida*), внимание уделено описанию и иллюстрации двух ранее неизвестных видов спириферид (*Cyrtospiriferid* sp. A. и *C. sp. B*) принадлежащих подсемейству *Cyrtospiriferinae*.

THE AGE OF VEDI ALKALINE LAMPROPHYRE DIATREME (ARMENIA)

Sahakyan L.

DOI: 10.54503/0515-961X-2022.75.2-16

*Institute of Geological Sciences of National Academy of Sciences,
M. Baghramyan Ave., 24a, 0019,
Yerevan, Republic of Armenia
e-mail: lilisahakyan@yahoo.com
Received by the Editor 21.01.2022*

The alkaline lamprophyres of Vedi diatreme are composed mostly of green globular volcanic glass and have typical mineral composition for these rocks. Vedi diatreme is located in the Mankouk anticline (Khosrov reserve), where Middle Jurassic ophiolite complex where the obduction took place during the Late Coniacian to Santonian. U-Pb age of pyroclastic rocks of the diatreme is determined 182 ± 3 Ma ($n=17$) by LA-ICP MS ablation on zircon grains. Broken rims of zircon grains indicate that they are affected by explosion. Alkaline lamprophyres are formed in an extensional environment of a subduction setting.

Key words: Armenia, Early Jurassic, subduction, zircon

Introduction

Lamprophyres are alkaline rocks enriched in H_2O and CO_2 and genetically related to lamproites, kimberlites and carbonatites, representing volatile-rich magmas rapidly emplaced in crustal layer (e.g. Rock, 1991). They are classified on the basis of their mineralogy and chemistry (e.g., Rock, 1991; Tappe et al., 2005). Lamprophyres are reported from different settings from continental active margins (e.g. Carmichael et al., 1996; Lange and Carmichael, 1990 etc.) post collisional (e.g., Muller et al., 1992) orogenic (e.g., Abdelfadil et al., 2013), intraplate rifting (e.g. Satian et al., 2005, Tappe et al., 2006), continental rift and subduction zones (Rock, 1991; Karsli et al., 2014).

Alkaline lamprophyres (AL) in Erakh anticline and Vedi area (Armenia) was firstly studied by M. Satian (e.g. Satian et al., 2005 and references therein). They crop out as diatremes and dykes in the area of Jurassic ophiolitic (obducted oceanic lithosphere) units.

Two main ophiolitic zones are recognized in the Armenian Highland: 1) the Amasia-Sevan-Hagari zone, situated in the North, north-east of the Sevan Lake (S), and 2) the Vedi ophiolitic unit, in the SE of the capital city Yerevan, is considered as a folded klippe sequence thrust on the South-Armenian microcontinent (SAM), a micro-continent detached from Gondwana during the

Late Palaeozoic – Early Mesozoic time (e.g. Knipper & Khain 1980; Barrier et al., 2018). The obduction occurred during the Late Cretaceous (Sokolov 1977; Knipper & Khain 1980) Late Coniacian – Santonian (Galoyan, 2008, Sosson et al., 2010), Cenomanian (Danelian et al., 2014). At the same time, to the north beneath the Eurasian plate, the subduction of the Tethys oceanic domain occurred until the collision between SA Microcontinent and Eurasia during latest Cretaceous to Middle Eocene (Sosson et al., 2010). This Tethyan oceanic closure is well presented in palaeogeographic maps (e.g. Barrier et al., 2018).

In this paper new U-Pb LA-ICPMS zircon geochronology data of Vedi lamprophyres is presented and discussed possible geodynamic environment of this magmatism. The aim is to shed more light on their genesis.

Geological setting of the studied sections

Lamprophyre diatremes (red circles) are situated in the Mankouk anticline which is affected by numerous faults (fig.1). The new found Khosrov diatreme (Sahakyan et al., 2022) is situated left part of the Khosrov river (fig.1), where conglomerates containing pebbles of the ophiolite complex (serpentinites, gabbro, radiolarites, basalts) are outcrops. About 500 m westward from the lamprophyre diatreme pillow lavas (most probably of OIB type) intercalated with radiolarites are exposed as well.

In the Mankouk anticline ophiolite complex of MORB type pillow lavas and picrodolerites of tholeiite composition, trachytes, and alkaline lamprophyres (dominated alkaline, calc-alkaline basalts) are outcrop. Algae and bryozoans fossils containing thin layered limestones exposed on the top of this unite. The age of crystal limestone lenses is dated by foraminifera as Middle Jurassic (Sokolov, 1977). The olistholites (up to several tens meters in diameter) of crystalline, gray organic limestones also observed. The pillow lavas of picrodolerites, dark grey picrobasalts and basalts of tholeiitic series, include lenses of calcareous radiolarites (Aslanyan & Satian, 1987). The age of these radiolarites is determined as Oxfordian - Kimmeridgian (Belov et. al., 1991). Biostratigraphic data for the sedimentary cover of the Vedi ophiolite Danelian et al. (2008) and Asatryan (2009) discovered Bajocian Radiolaria in radiolarites intercalated with MORB type of basalts, while Danelian et al. (2010) established the occurrence of Upper Jurassic radiolarites stratigraphically overlying basaltic lavas and middle Albian to early Cenomanian radiolarites intercalated with lavas Danelian et al. (2012). In addition, Rolland et al. (2010) provided a radiometric dating for an amphibole of a diorite with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method and found a 178.7 ± 2.6 Ma plateau age (Toarcian).

This oceanic crust sequence is covered by variable thicknesses of pillowed OIB alkaline lavas. In previous studies, the presence of tholeiitic and alkaline volcanic rocks had been noted (Zakariadze et al., 1983; Satian et al., 2005). In the following are distinguished three geochemical magmatic rock types; basalts with MORB geochemical signature of the ophiolite formed in a back-arc basin, an alkaline volcanic series above the ophiolite sequence plus a hot-spot event

with OIB-type geochemical features (Galoyan, 2008). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a single-grain amphibole phenocryst of OIB lavas provides a Lower Cretaceous age of 117.3 ± 0.9 Ma (Rolland et al., 2009).

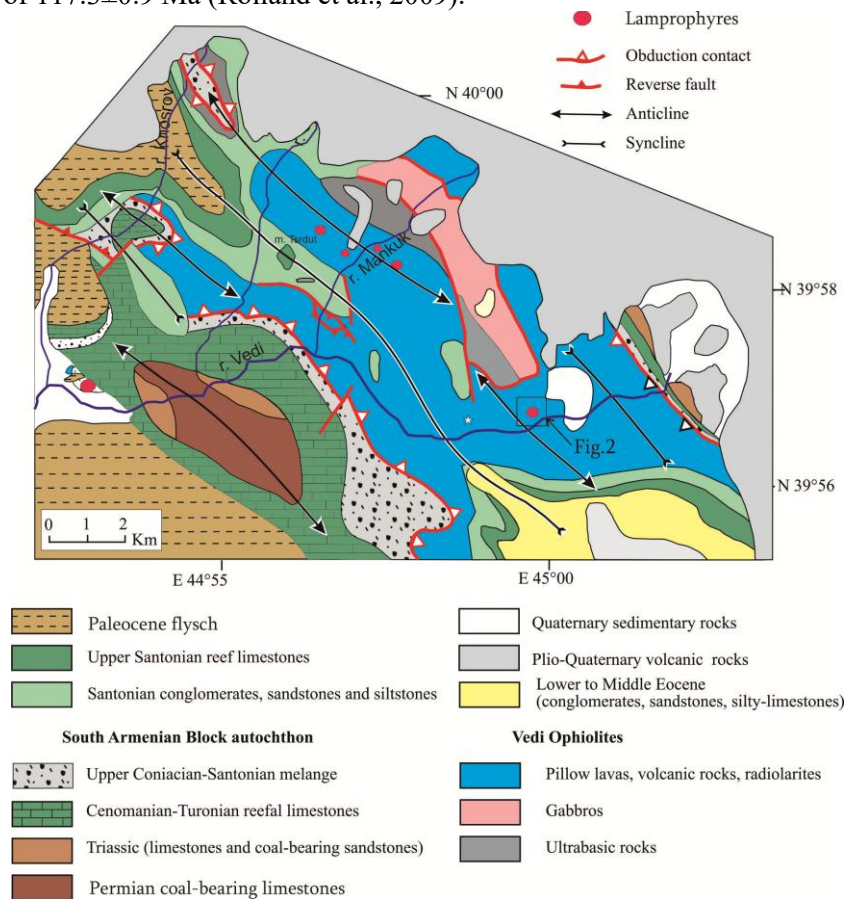


Fig.1. Geological map of the Vedi area (modified after Galoyan, 2008;). Fig.2 - Vedi lamprophyre diatreme.

In Vedi area Santonian limestones cover the ophiolite sequence. In some areas it is a conglomerate containing clasts of ophiolitic rocks (gabbros, serpentinites and basalts) that covers the ophiolitic lavas. This conglomerate evolves laterally to the above mentioned reefal limestones, built essentially of late Coniacian Hippurites. This sedimentary sequence lies over the ophiolitic rocks, ophiolitic melange, lamprophyres and the Cenomanian-Turonian shallow-water carbonates of the SAM.

AL diatreme situated in upper stream of Vedi river (39.944819° N; 44.988182° E; fig.1). Ellipse shape diatreme has a 55m length, where picro-basalt dyke cut the lamprophyres on the northern part (fig.2 A,B).

Xenolites in lamprophyres are mainly fine-grained limestones, high-Al amygdaloidal basalts of Na alkalinity, basanites, gabbro, rarely serpentinitized ultrabasites. Radiolarite xenolites in lamprophyres are absent (Sahakyan, 2007). In the lower part of diatreme reddish and tobacco-yellow ferriferous silicites

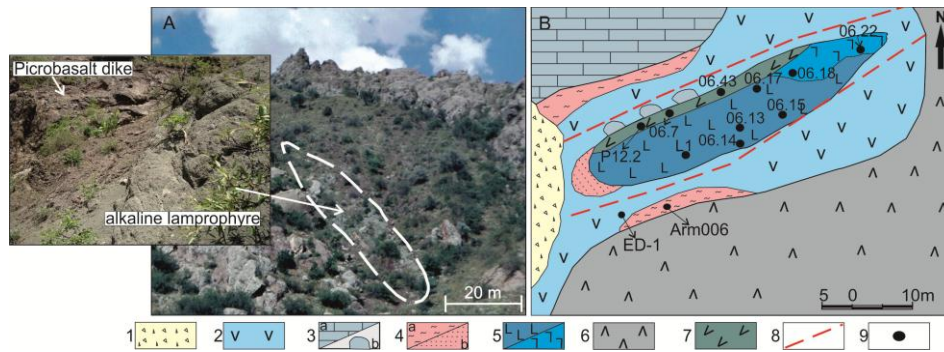


Fig.2. A-field photo and B-schematic map of the Vedi lamprophyre diatreme in the upper stream of r. Vedi. 1. Quaternary alluvial and deluvial deposits; 2. Ophiolitic volcanic rocks; 3. Middle Jurassic a) olistolite of crystalline limestone, b) crystalline limestone blocks; 4. a) middle Oxfordian early Tithonian radiolarite cherts, b) hydrothermal silicite stocks; 5. a) alkaline lamprophyres, b) alkaline basaltic tuffs; 6. Andesites; 7. Picrobasalt dyke; 8. Fault; 9. Samples.

with globular structure are exposed (sample Arm-006 in fig.2) where radiolarians of *Archaeodictyomitra apiarium* Rüst, *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, *Eucyrtidiellum ptyctum* Riedel and Sanfilippo, *Eucyrtidiellum pyramis* AITA, *Podocapsa amphitrepta* Foreman, *Protunuma japonicas* Matsuoka & Yao, *Stichomitra* sp. A, *Stichocapsa ulivii*, *Transhsuum brevicostatum* gr. Ozvoldova, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Z. ventricosum* Dumitrica are determined and have been dated as of middle Oxfordian early Tithonian ages (U.A.Z. 9-11, Danelian et al., 2008; Asatryan, 2009).

Material and methods

LA-ICP-MS U-Th-Pb zircon analyses were performed in situ. Analyses were carried out using a Lambda Physik CompEx 102 excimer laser generating 15ns duration pulses of radiation at a wavelength of 193 nm. For analyses, the laser was coupled to an Element XR sector field ICP-MS (AETE-ISO regional facility of the OSU OREME, University of Montpellier). Analytical conditions are identical to those reported in previous studies (e.g., Bosch et al., 2011; Bruguier et al., 2017) where ablation experiments were performed under helium, which enhances sensitivity and reduces inter-element fractionation (Gunther and Heinrich, 1999). The helium stream and particles ablated from the sample were mixed with Ar before entering the plasma. Laser spot size was 51 μm . The laser was operated at a repetition rate of 4Hz using a 12 J/cm² energy density. Total analysis time was 60s with the first 15s used for background measurement (laser disabled) which was subtracted from the sample signal. Before each analysis, the surface of the targeted zone was cleaned with 10 pulses using a spot size twice larger than the size used for U-Pb analyses.

U-Pb dating

In order to determine the precise timing of AL, zircon grains were separated for U-Pb geochronology.

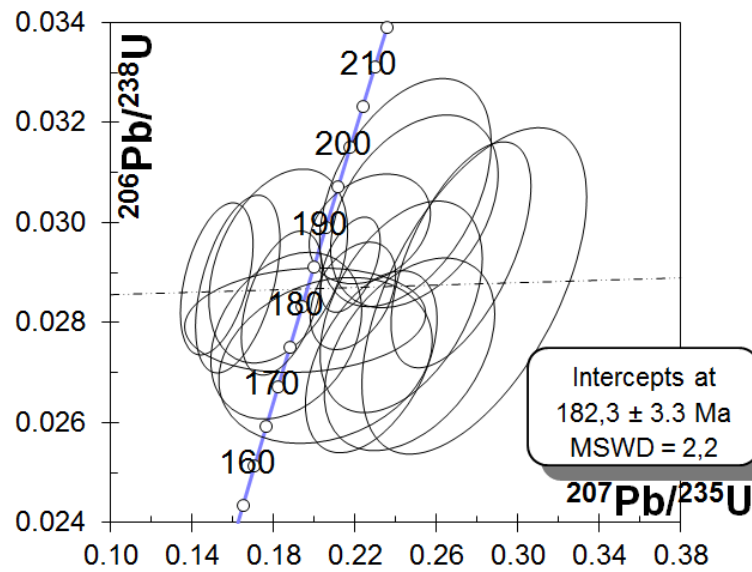


Fig.3. U-Pb Concordia diagram for the analyzed zircons from alkaline lamprophyre (L1).

The analytical results are plotted in fig.3. U-Pb analyses of 13 zircons grains from the alkaline lamprophyres (L1 from Vedi alkaline lamprophyres) yielded a mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $182 \pm 3 \text{ My}$ ($n=17$).

Cathodoluminescence (CL) imaging revealed that all grains show broken rims which suggest that they are affected by explosion (Fig.4). The zircons in

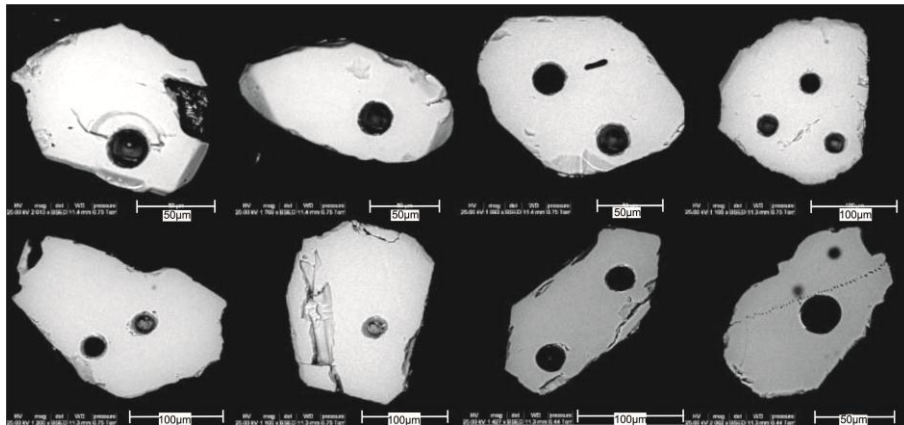


Fig.4. Cathodoluminescence (CL) images of euhedral zircons in alkaline lamprophyre.

these rocks are relatively large (generally 50-100 µm) and most of them show euhedral crystal shapes of colorless or pale pink color. They show high Th/U ratios (0.39 to 1.02) which confirm their magmatic origin (Rubatto, 2002).

Trace element geochemistry

The explanation of whole rock major- and trace-element analyses (chondrite-normalized rare earth element and primitive mantle-normalized trace element) is presented in (Sahakyan, 2007, Satian et al., 2009). The chondrite-normalized rare earth element and primitive mantle-normalized trace element (fig.5,a) patterns are shown (normalizations are from Sun & McDonough 1989). Chondrite-normalized REE patterns of lamprophyres are enriched in light REEs (LREEs) relative to heavy REEs (HREEs), with (La/Yb)_N= 14.7-52.7 ratios, 5.8 for ophiolitic alkaline basalt, and 3.49 for picrobasalt dyke (Vedi diatrema). Primitive mantle-normalised element abundance patterns (fig.5,b) are characterized by enrichments in large ion lithophile elements (LILE, such as Ba, Rb, Th) relative to high-field strength elements (HFSE) with depletion in Ta and strong enrichment in U (fig.5,b). All alkaline lamprophyres show negative Zr anomalies (relative to Sm).

Table 1

Whole rock major- and trace-element analyses of studied rocks from
Vedi diatrema

	alkaline lamprophyres					alkaline basaltic tuffs		basalt	picrobasalt
Samples	L1	6.13	6.14	6.15	6.17	6.18	6.22	ED1	P12.2
SiO ₂	31.1	29.78	31.3	30.92	26.6	39.82	31.79	45.54	44.28
Al ₂ O ₃	10.2	12	10.52	11.66	9.41	16.1	13.48	17.37	18.98
Fe ₂ O ₃	4.39	3.88	4.07	4.6	3.51	5.37	4.11	9.23	8.22
FeO	3.33	3.25	3.44	2.13	3.02	4.03	3.71		4.08
MnO	0.11	0.1	0.12	0.21	0.13	0.11	0.08	0.34	-
MgO	2.6	7.3	7.7	3.9	7.4	8	9.52	8.67	9.95
CaO	25.65	18.26	17.32	19.78	21.7	7.04	14.8	7.16	3.97
Na ₂ O	1.4	1.7	1.1	1.1	1.8	1	1.3	2.9	3
K ₂ O	1.1	0.7	1.5	1.8	0.9	2.9	0.8	0.77	0.13
TiO ₂	0.24	0.18	1.51	1.2	1.68	0.75	0.31	1.73	0.97
P ₂ O ₅	0.26	0.62	0.61	0.14	0.58	0.38	0.23	0.32	0.19
H ₂ O	0.09	0.06	0.09	0.31	0.07	0.08	0.11	-	0.01
LOI	0.16	0.68	0.4	1.1	0.08	0.05	2.8	6.79	0.05
CO ₂	19.37	21.49	20.32	20.74	22.94	14.37	16.96	-	6.08
Total	100	100	100	99.59	99.82	100	100	100.82	99.91
Na ₂ O+K ₂ O	2.5	2.4	2.6	2.9	2.7	3.9	2.1	3.67	3.13
Rb	21.8	-	92.7	13.6	-	90	-	7,978	3.903

Sr	2005	115	1580	300	-	830	680	304.3	207.473
Y	32	42	30	10	75	20	42	23.78	25.192
Zr	70	30	70	23	30	24	70	134.3	88.698
Ba	485	95	190	180	320	285	330	246.3	134.192
La	38.1	51.4	38.7	16.6	41.6	52.9	112	18.01	7.651
Ce	62.9	88	65	27.6	69.7	90.2	171.5	37.24	17.497
Pr	6.06	7.96	6.14	2.59	6.7	8.92	17.5	4.629	2.300
Nd	20.6	25.3	20.4	8.72	22.2	30.7	60.2	18.86	11.054
Sm	4.73	5.45	4.45	1.97	4.78	6.99	13.8	4.28	2.880
Eu	1.96	1.46	1.19	0.55	3.11	2.23	2.65	1.539	1.173
Gd	4.8	5.9	4.71	1.82	5.53	5.99	12.5	4.462	3.799
Tb	0.66	0.86	0.64	0.23	0.84	0.73	1.64	0.71	0.653
Dy	3.5	4.77	3.47	1.21	4.88	3.65	8.02	4.296	4.253
Ho	0.69	1.02	0.69	0.23	1.08	0.64	1.53	0.85	0.875
Er	1.74	2.63	1.72	0.55	2.81	1.4	3.6	2.292	2.471
Tm	0.23	0.37	0.23	0.069	0.42	0.17	0.45	0.341	0.349
Yb	1.13	1.77	1.04	0.33	2.03	0.72	1.95	2.232	2.189
Lu	0.17	0.29	0.17	0.048	0.35	0.095	0.28	0.337	0.367
Hf	2.75	2.49	4.13	2.79	3.42	3.88	0.55	3.208	2.056
Ta	0.26	0.51	0.27	0.74	0.46	2.63	-	1.571	0.482
Th	4.12	3.78	6.1	2.01	6.1	6.67	6.11	2.146	0.883
U	44.97	44.4	23.8	8.88	3.7	1.47	17.7	0.624	0.191
(La/Yb)N	24.2	20.8	26.7	36.1	14.7	52.7	41.2	5.8	3.49
Th/Yb	3.65	2.14	5.87	6.09	3	9.26	3.13	0.96	0.4
Ta/Yb	0.2	0.3	0.3	2.2	0.2	3.7		0.7	0.22
Zr/Y	2.19	0.71	2.33	2.3	0.4	1.2	1.67	5.65	3.52
Tb/Yb	0.58	0.49	0.62	0.70	0.41	1.01	0.84	0.32	0.30
Th/La	0.11	0.07	0.16	0.12	0.15	0.13	0.05	0.12	0.12
Ce/Yb	55.66	4.78	4.52	4.78	4.83	4.24	4.33	6.55	0.17
La/Sm	8.05	9.43	8.70	8.43	8.70	7.57	8.12	4.21	2.66
Ba/Th	117.72	25.13	31.15	89.55	52.46	42.73	54.01	114.8	151.90

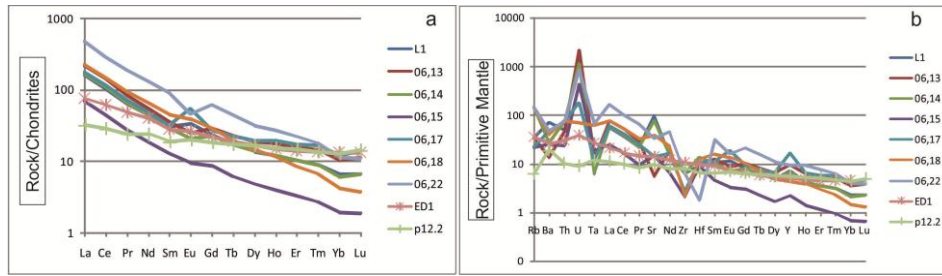


Fig.5. (a) Chondrite-normalized REE patterns and (b) primitive mantle-normalized spidergrams for the Vedi lamprophyres (Sun and McDonough 1989).

The Th/Yb ratio vs. Ta/Yb diagram is used to display source variation and crustal contamination (fig.6, a). The melting histories of the AL, dyke and basalt rocks are evidenced by the modeling of Tb/Yb versus Ce/Yb ratios (fig.6,b). Ba/Th vs La/Sm diagram highlights mixture between variable depleted mantle and material released from the subducted crust (fig.6,c).

Zr/Y values shown by the studied lamprophyres are > 1.0 besides samples (06.13) and (06.17) suggesting residual clinopyroxene in the protolith and low degrees of partial melting. Basalt ED1 and picrobasalt (P12.2) have 5.65 and 3.52 ratios respectively (table 1). Th/La values ranges from 0.05 to 0.16.

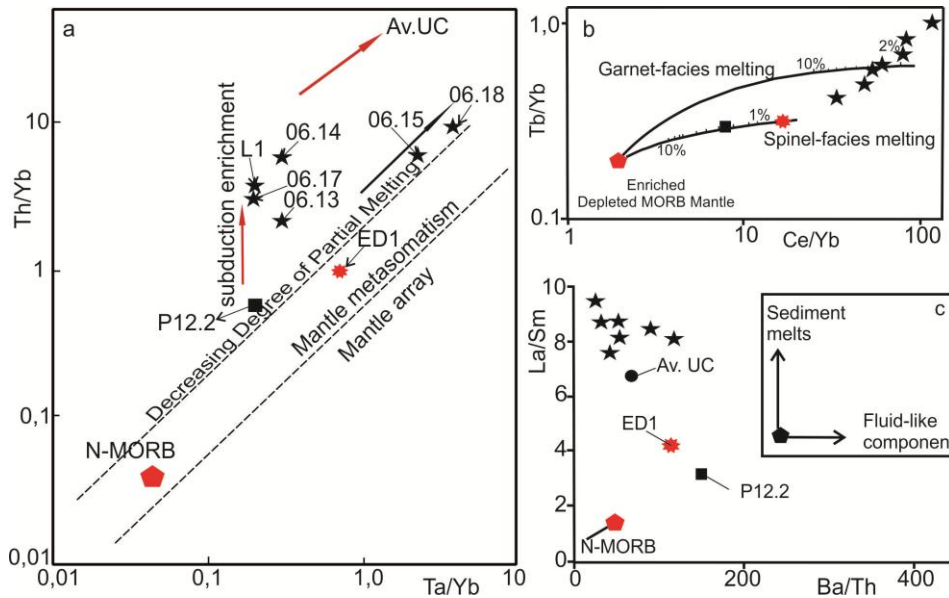


Fig.6. a) Th/Yb v. Ta/Yb log-log diagram (Pearce 2008); b) Partial melting model for the rocks from the Vedi diatreme (Tb/Yb vs Ce/Yb plot), Starting composition is enriched-depleted MORB mantle (E-DMM; Workman and Hart, 2005); Garnet- and spinel-facies melting curves use mineral assemblages from (Walter, 1998) and (Kinzler, 1997) respectively; c) Ba/Th vs La/Sm log-log diagram (Plank, 2005). Av. UC- average upper crust.

Discussion and conclusion

Several lamprophyre diatremes have outcrops in southern part of Armenia. Based on the mineral paragenesis (diopside, augite, Ti-augite, garnet, zircon and other minerals) and geochemical compositions the rocks from Vedi diatreme are classified as lamprophyres (e.g. Satian et al., 2005, 2009; Sahakyan, 2007). Diatremes are easily distinctive from the surrounding deposits by their colour and oval shape structure, composed also by dykes. The material of diatreme (or pipe of explosion) is ochreous green crumbly tuffic rocks which contain 60–70% fragments of volcanic glass with numerous globules.

AL are highly enriched in LREE (>100 times chondrite) relative to HREE (~ 10 times chondrite), also have high LILE, and low HFSE, which reflect either a LILE and LREE-enriched mantle source, or continental crust contamination (fig.5a,b).

In the Th/Yb v. Ta/Yb diagram (Pearce et al. 2008; fig.6,a) the AL slightly shifted to higher Th/Yb ratios. Their enrichment in Th, compared with the midocean ridge basalt (MORB) mantle, suggests the influence of subduction-zone fluids. In the plot Tb/Yb vs. Ce/Yb ratios a dynamic melting equation (Zou, 1998) is applied to an enriched depleted MORB mantle source composition (E-DMM; Workman and Hart, 2005). The modeling results show that up to $\sim 10\%$ ($\sim 4\%$ for dyke and basalt) partial melting of the E-DMM source may explain the LREE and HREE levels in the AL samples and in the dyke and basalt respectively. These suggest that the source of the AL was enriched by LILEs, which can only be supplied by fluids or sediments derived from a subduction zone (Pearce, 1982). In a diagram of Ba/Th vs La/Sm highlights that mental source enrichment of the lamprophyres is dominated by melts from subducted sediment rather than by aqueous fluids (fig.6,b).

Low Ba/Th and high La/Sm ratios suggesting that the LILE and LREE- Th-U budgets of these magmas are dominated by melts from subducted sediments.

The average global subducting sediment has a Th/La ratio of 0.24 (Plank & Langmuir, 1998; Plank, 2005) while the values of the bulk and the upper continental crust are estimated to 0.27 ± 0.05 and 0.33 ± 0.05 respectively (Rudnick & Gao, 2003). Th/La values ranges from 0.05 to 0.16 (table 1), with values of < 0.12 indicating insignificant crustal contamination.

Some samples (e.g. 06.15, 06.18) display a HREE depletion combined with very low Y and Yb contents indicate that melting occurred in the field of a garnet-bearing source where garnet was present as a residue (e.g. Martin, 1999).

We suggest that the Early Jurassic AL could form in an extensional environment in a subduction zone setting (fore- or back-arc). A subduction related setting for the alkaline lamprophyres is evidenced by their enriched LILE and depleted HFSE (Ta) compositions and partial melting of the E-DMM source may explain the LREE and HREE levels in the AL samples.

Mental source enrichment of the lamprophyres is dominated by melts from subducted sediments. The differences in normalized element patterns support that AL and alkaline basalt (ED1) of ophiolite complex are not petrogenetically

related and most likely derived from melts formed in different tectonic settings. However, it is still difficult to relate these alkaline events due to the paucity of Sr, Nd, Pb isotopic data.

Based on U-Pb dating on zircon minerals the AL of Vedi diatreme were emplaced during the Early Jurassic (182 ± 3 My) and according previous results their mineral composition and chemistry are typical for alkaline lamprophyres.

Trace element concentrations, such as enrichment in large ion lithophile and strong depletion of some high field strength elements, indicate a mantle source that was partially modified by a subduction event. Alkaline lamprophyre diatremes were emplaced in a subduction zone setting, where the slab presumably was rolled back initiated asthenospheric upwelling.

Acknowledgements

This work was supported by basic funding of the Armenian government (Committee of Sciences) and IRG project (directed by M. Sosson). U/Pb dating by D. Bosch and O. Bruguier (University of Montpellier 2, France) is acknowledged.

References

- Abdelfadil K.M., Romer R.L., Seifert T., Lobst R.** 2013. Calc-alkaline lamprophyres from Lusatia (Germany)—Evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology* 353, p.230–245.
- Asatryan G.** 2009. New data about the age of ophiolites in the Vedi zone on the basis of Radiolarian assemblages. *Proceedings National Academy of Sciences of Armenia, Earth Sciences* 62: p.16-28 (in Armenian).
- Aslanyan A.T., Satian M.A.** 1987. Tectonic conditions of ophiolite zones formation. *Pub. NA of Arm SSR*, Yerevan 159p.
- Barrier E., Vrielynck B., Brouillet J.-F., Brunet M.-F.** 2018. Palaeotectonic reconstruction of the central Tethyan realm from Late Norian to Piacenzia. *Commission for the Geological Map of the World (CGMW 2018)*.
- Belov A., Bragin N., Vishnevskaya V., Satian M., Sokolov S.** 1991. The new data on age of Vedi ophiolites (Armenia). *Doklady Akad. Sci., USSR*, v.321 № 4, p.784-788 (in Russian).
- Bosch D., Garrido C.J., Bruguier O. & al.** 2011. Building an island-arc crustal section : time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters* 309: p.268-279.
- Bruguier O., Bosch D., Caby R., Brovarone A.-V., Fernandez L., Hammor D., Laouar R., Ouabadi A., Abdallah N., Mechat M.** 2017. Age of UHP metamorphism in the Western Mediterranean: Insight from rutile and minute zircon inclusions in a diamond-bearing garnet megacryst (Edough Massif, NE Algeria). *Earth and Planetary Science Letters* 474m, p.215-225, DOI: 10.1016/j.epsl.2017.06.043
- Carmichael I.S.E., Lange R.A., Luhr J.F.** 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, p.302–333.
- Danelian T., Zambetakis-Lekkas A., Galoyan G., Sosson M., Asatryan G., Hubert B., Grigoryan A.** 2014. Reconstructing Upper Cretaceous (Cenomanian) paleoenvironments in Armenia based on Radiolaria and benthic Foraminifera; implications for the geodynamic evolution of the Tethyan realm in the Lesser Caucasus. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 413: p.123-132.

- Danelian T., Asatryan G., Galoyan Gh., Sosson M., Sahakyan L., Caridroit M., Avagyan A.** 2012. Geological history of Armenian ophiolites and correlation with the Izmir-Ankara-Erzincan suture zone: insights from Radiolarian biochronology. *Bull. Soc. géol. France*, t. 183, no 4, p. 335-348.
- Danelian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan Gh., Sosson M., Avagyan A.** 2010. New and revised radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia). In: Sosson M., Kaymakci N., Stephanson R., Bergarat F., Storatchenoko V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. of London, Special Volume, 340, p.383-391.
- Danelian T., Asatryan G., Sosson M., Person A., Sahakyan L., Galoyan Gh.** 2008. Discovery of Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the sedimentary cover of the Vedi ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia), *C. R. PalEvol.*, 7 (6), p.327-334.
- Galoyan G.** 2008. Etudes pétrologiques, géochimiques et géochronologiques des ophiolites du Petit Caucase (Arménie). These de Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis. 287 p.
- Gunther D., Heinrich Ch.** 1999. Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, issue 9, v.14, p.1363-1368.
- Karsli O., Dokuz A., Kaliwoda M., Uysal I., Aydin F., Kandemir R., Fehr K.-Th.** 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction - related environment. *Lithos*. v 196- 197. p.181 -197.
- Knipper A.L. & Khain E.V.** 1980. The structural position of ophiolites of the Caucasus. *Ophioliti*, Special Issue 2, p.297-314.
- Kinzler R.J.** 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis. *Journal of Geophysical Research* 102, p.853–874.
- Lange R.A., Carmichael I.S.E.** 1990. Hydrous basaltic andesites associated with minette and related lavas in western Mexico. *Journal of Petrology* 31, p.1225–1259.
- Martin H.** 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaeangranitoids. *Lithos*, 637, p.1–19.
- Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I.** 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings, a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, p.259–289.
- Pearce J.A.** 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (Ed.), *Andesites*. John Wiley and Sons, p.526–548.
- Pearce J. A., Bender S. E. et al.** 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, p.189–229.
- Pearce J.A.** 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, p.14–48.
- Plank T.** 2005. Constraints from Th/La on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *J. Petrology*, 46(5), p.921-944. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Plank T., Langmuir Ch.** 1998. Chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145 (3-4), p.325-394.
- Rock N.M.S., Bowes D.R., Wright A.E.** (Eds.), 1991. *Lamprophyres*. Blackie and Son, Glasgow-London, United Kingdom, 285 p.
- Rolland R., Galoyan G., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C.** 2009. Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series In the Armenian ophiolites – Implications for the obduction process. *Lithos* 112, Issues 3-4, p.163-187.
- Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R. & Avagyan A.** 2010. The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block. In: Sosson M., Kaymakci N., Stephanson R., Bergarat F., Storatchenoko V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geol. Soc. of London, Special Volume, 340, p.353-382.
- Rubatto D.** 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, p.123–138.

- Rudnick R.L., Gao Sh.** 2003. Composition of the continental crust. Treatise on geochemistry v.3, p.1-64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.
- Sahakyan L.** 2007. Mesozoic diatremes of alkaline lamprophyres in Vedi valley (lithology, mineralogy, geochemistry). Phd thesis. Yerevan, 145p. (in Russian).
- Sahakyan L., Stepanyan Zh., Avagyan A., Saakov A., Hayrapetyan A.** 2022. Finding a new diatreme at Khosrov reserve (Armenia). Proceedings of the National Academy of Sciences of the Republic of Armenia, Earth Sciences, v.75, N1, p.5-13.
- Satian M., Stepanyan J., Sahakyan L., Mnatsakanyan A., Gukasyan R.** 2005. Mesozoic lamprophyre explosive pipes of the Vedi ophiolite zone (Armenia). Publ. Nairi., Armenia, Yerevan, 148p. (In Russian).
- Satian M.A., Sahakyan L.H., Stepanyan J.O.** 2009. Composition of tuffs from lamprophyre diatremes of the Vedi rift, Armenia. Lithology and Mineral Resources, Vol. 44, No. 4, p.399–409.
- Sokolov S.** 1977. The olistostrome suites and ophiolitic nappes of the Lesser Caucasus. Izdatelstvo Nauka 296, Moscow: 96p. (in Russian).
- Sosson M., Rolland Y., Muller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan Gh., Mosar J.** 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson M., Kaymakci N., Stephanson R., Bergarat F., Storatchenko V. (Eds.), Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform. Geol. Soc. of London, Special Volume, 340, p.329-352.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J.** 2006. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. Journal of Petrology 47, p.1261–1315.
- Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A.** 2005. Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS classification of igneous rocks: rationale and implications. Journal of Petrology 46, p.1893–1900.
- Walter M.J.** 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. Journal of Petrology 39, p.29–60.
- Workman R.K., Hart S.R.** 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science Letters 231, p.53–72.
- Zakariadze G., Knipper A., Sobolev A., Tsamerian O., Dmitriev L., Vishnevskaya V., Kolesov G.** 1983. The ophiolite volcanic series of the Lesser Caucasus. Ofioliti, 8/3, p.439-466.
- Zou H.B.** 1998. Trace element fractionation during modal and nonmodal dynamic melting and open-system melting: a mathematical treatment. Geochimica et Cosmochimica Acta 62, p.1937–1945.

Վեդու ալկալա-լամպրոֆիրային դիատրեմայի հասակը (Հայաստան)

Սահակյան Լ.

Ամփոփում

Վեդու դիատրեմայի ալկալային լամպրոֆիրները կազմված են հիմնականում կանաչ օղակաձև հրաբխային ապակուց և ունեն այս ապարների համար բնորոշ միներալային կազմ: Վեդի դիատրեման տեղակայված է Մանկուկի անտիկլինալում (Խոսրովի արգելոց), որտեղ միջին յուրայի օֆիոլիթային համալիրը օբոլկցվել է վերին կոնյակ- սանտոն ժամանակահատվածում: Դիատրեմայի պիրոկլաստիկ ապարների U-Pb հասակը որոշվել է 182±3 միլ. տարի (n=17) ըստ ցիրկոն միներալների LA-ICP MS քայքայման: Ցիրկոն միներալների

եզրային հատվածների կոտրված լինելը փաստում է, որ միներալները վնասվել են ժայթքման արդյունքում: Ալկալային լամպրոֆիրները ձևավորվել են սուբդուկցիոն գոնայի ընդարձակման միջավայրում:

ВОЗРАСТ ВЕДИСКОЙ ЩЕЛОЧНО-ЛАМПРОФИРОВОЙ ДИАТРЕМЫ (АРМЕНИЯ)

Саакян Л.

Резюме

Щелочные лампрофиры диатремы Веди состоят в основном из зеленого шаровидного вулканического стекла и имеют типичный для этих пород минеральный состав. Диатрема Веди расположена в Манкукской антиклинали (Хосровский заповедник), где обдукция среднеюрского офиолитового комплекса произошла в позднем коньяке-сантоне. U-Pb возраст пирокластических пород диатремы определен 182 ± 3 млн. лет ($n=17$) методом LA-ICP MS абляции по зернам циркона. Сломанные каймы зерен циркона указывают на то, что они задеты взрывом. Щелочные лампрофиры формировались в условиях растяжения в субдукционной обстановке.

**МЕТОД И РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИНЕЙНЫХ ФОРМ
РЕЛЬЕФА ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ЦМР НА ПРИМЕРЕ
ЛЕВОБОЕРЕЖЬЯ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АРАКС**

Авакян А.А.¹, Улоян А.Р.¹, Бойнагрян В.Р.², Тарасян Н.А.¹

DOI: 10.54503/0515-961X-2022.75.2-29

¹ *Институт геологических наук НАН РА
0019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24а
e-mail: arshavir.avagyan@gmail.com*

² *Ереванский государственный университет
0025, Ереван, ул. Алека Манукяна 1
e-mail: vboynagryan@ysu.am
Поступила в редакцию 27.03.22*

В статье представлен метод анализа цифровой модели рельефа (ЦМР) и выделения региональных линейных морфологических единиц рельефа (морфографических линеаментов, linear morphological feature). Метод построен на последовательности следующих процедур: (1) выделение линейных элементов рельефа по формальным морфометрическим признакам, извлеченным из ЦМР, (2) геоморфологическая идентификация выделенных линейных элементов или определение линейных форм рельефа, (3) структурная идентификация выделенных линейных форм рельефа или обоснование их принадлежности к морфоструктурам по геологическим признакам и по данным опубликованных работ. Применение формальных операций обеспечивает объективность выделения линейных форм рельефа, исключая ошибки, присущие визуальным решениям. Описанным методом исследована левобережная часть Приараксинской геоморфологической зоны, где выделены линейные формы рельефа, принадлежность которых к морфоструктурам определена геоморфологическими, структурными и иными геологическими признаками. Выявлено сложное строение крупных морфоструктур, имеющих кавказское простираие СЗ 310°-320°.

Ключевые слова: морфометрия рельефа, цифровая модель рельефа, линейные формы рельефа, морфоструктуры, линеаменты.

Введение

При морфометрических исследованиях рельефа на территории Армении, наряду с описанными ранее кольцевыми структурами (Piloyan, Avagyan, 2016), были установлены также системы линейных геоморфологических элементов, детальные исследования которых будет иметь важное значение для понимания сложной геометрии рельефа Армении и процессов ее возникновения. Целью данной статьи является описание разработанного авторами метода выделения линейных геоморфологических структур и представление результатов применения этого метода на изу-

ченной территории. Полученные новые научные данные о строении и пространственных взаимоотношениях известных и вновь выявленных морфоструктур представлены в статье и обобщены в ее заключении. Исследование выполнено на ограниченной территории, определяемой как левобережная часть Приараксинской геоморфологической области (Зог-рабян, 1979). Метод исследования составлен авторами статьи с использованием большого опыта исследователей, публикации которых рассмотрены ниже.

Анализ цифровой модели рельефа (ЦМР) является эффективным методом геоморфометрии, имеет многообразные приложения, детальный обзор которых выполнен Денгом (Deng, 2007). Теоретические основы анализа ЦМР и методические подходы к его приложению непрерывно совершенствуются. Одним из актуальных приложений является «морфотектонический анализ рельефа» (Grohmann et al., 2007; Sboras et al., 2010; Clauzionor et al., 2007; Jelínek, 2008; Lone, 2017; Della Seta et al., 2004; Urbano et al., 2017), который определяется также как «~~т~~ектоническая геоморфология (или геоморфометрия)» и представляется как интеграция структурной геологии, геоморфологии и анализа ЦМР (Jordan et al., 2005). Одной из ключевых задач в указанной области является выделение морфоструктур по данным ЦМР. В публикациях, посвященных этому вопросу, авторы преследуя одну и ту же цель – установление тектонически контролируемых форм рельефа, используют различную по форме и содержанию морфометрическую информацию и различные методы анализа, обобщение которых приведено ниже.

А) Анализ ЦМР методом дифференциальной геометрии, при котором рассматриваются карты теневого рельефа, углов наклона и экспозиций склонов (Clauzionor et al., 2007; Jelínek, 2008; Pareta, Pareta, 2011; Grohmann et al., 2007; Jordan et al., 2005).

Б) Составление и анализ карты структурных или т.н. скелетных элементов рельефа – таких, как выровненные гребни и поверхности выравнивания, горные вершины, седловины, тальвеги различного порядка, базисы эрозии. Метод включает топологический анализ – определение пространственных взаимоотношений каркасных элементов рельефа, связанных с их тектоническим происхождением (Ласточкин, 2013), включая взаимопересекающиеся и однонаправленные серии структур, а также построение рисунка структуры рельефа (Silva, Morales et al., 2007; Jordan et al., 2005; Ласточкин, 2013; Clauzionor et al., 2007). При этом учитывается также наличие прямолинейных одинаково ориентированных отрезков речных долин, наличие сети долин с резкими изменениями их направлений (Jelínek, 2008; Suryawanshi, Golekar, 2014; Radaideh Omar, Grasemann et al., 2016; Grohmann et al., 2007), служащие признаками тектонически контролируемой морфологии речных долин.

Методы реализации данного подхода объединяются под общим названием «цифровой анализ дренажной сети» (digital drainage network analysis).

В) Структурно-статистический анализ формы речных бассейнов, формы и строения речной сети, использующий геоморфометрические индексы, включая показатели удлиненности и асимметрии, форму гипсометрической кривой и величину гипсометрического интеграла водосборного бассейна, а также коэффициенты бифуркации и извилистости, соотношение ширины и длины, коэффициент удлинения речных русел (Mandi, Soren, 2016; Sboras et al., 2010; Lone, 2017; Sharma et al., 2018, Dar et al., 2013).

Для анализа ЦМР используются различные комбинации множества описанных выше операций. Достаточно универсальным представляется алгоритм выделения линейных элементов рельефа, составленный совокупностью последовательно выполняемых операций (Jordan et al., 2005). Алгоритм включает следующие методы анализа ЦМР: визуальный анализ ЦМР, метод производных высот рельефа, цифровой анализ строения речной сети и формы речного бассейна, многомерный анализ ГИС-методами геологических критериев определяющих генезис выделенных геоморфологических структур, обработка (статистическая и фильтрация) цифровых (растровых) изображений.

При реализации описанных методов анализ рельефа в той или иной степени формализуется, вплоть до полной автоматизации процедуры выделения линеаментов (Ling et al., 2018; Chun Xue et al., 2013, Chandrasiri, Henkel, 2010).

Широко используются методы морфометрического анализа ЦМР, доступные в таких программах как Surfer, ArcGIS, Grass (Jelínek et al., 2013; Udhi, Arum, 2016). Преимущество формальных методов заключается в получении объективных результатов. Однако, опыт применения приложений ArcGIS, PCI Geomatica показывает, что достаточная точность таких моделей может быть обеспечена только при условии применения оптимальных входных параметров программных приложений (Kusák, Krbcová, 2017), которые напрямую или косвенно влияют на окончательные результаты – на форму и количество выделенных линеаментов. По указанной причине практично также применение частичной автоматизации выделения линеаментов, с последующим неформальным корректированием пространственных свойств выделенных структур.

Морфометрический анализ рельефа Армении проводился одним из авторов данной статьи с целью изучения кольцевых структур (Piloyan, Avagyan, 2016). Тогда же были выявлены линейные формы рельефа, однако эти результаты не были опубликованы. Рассматриваемому вопросу также посвящена публикация, в которой авторы описывают выделенные ими линейные и кольцевые структуры в бассейне р. Арпа (Напетян и др., 2018). Вопросу о формах проявления активных разломов в рельефе территории Армении посвящены детальные исследования А.В. Авагяна, выполненные с позиций геодинамики и кинематики разрывных движений (Авагян, 2019):

Данные исследования

В качестве исходных данных были рассмотрены доступные в интернете ЦМР следующих международных программ: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER/GDEM), Advanced Land Observing Satellite (ALOS AW3D30). Пространственное разрешение указанных ЦМР равно одной дуговой секунде, линейный размер которой на территории Армении равен 24м. Исходя из этого, для построения морфометрических карт размеры грид-ячейки выбраны равными 24м x 24м.

Вертикальная точность ЦМР оценивается равной: SRTM - до 9м (Rodriguez et al., 2006), ASTER/GDEM - до 13м (Tachikawa et al., 2011), ALOS - до 5м (Takaku et al., 2016). Последняя ЦМР, как наиболее точная, была использована в данном исследовании.

Визуальные процедуры анализа выполнены по морфометрическим картам масштаба 1:100000, обычно используемого при региональных исследованиях подобных данному. При этом были учтены возможные искажения морфометрической модели и характеристик рельефа, таких как соотношение доли пологих и крутых склонов (Claessens et al., 2005), сглаживание сравнительно небольших деталей и других погрешностей (Wood, 1996; Albani et al., 2004; Hupy et al., 2004; Roecker and Thompson, 2010). Выбранный масштаб позволил выявить как крупные протяженные морфологические единицы, так и небольшие элементы рельефа протяженностью 10-20км.

Методика исследования

Методика исследования составлена с учетом описанного выше опыта авторов, выполнявших морфометрический анализ рельефа, включая анализ дифференциальной геометрии рельефа, карты структурных элементов рельефа и структурный анализ строения речной сети. В частности, использована наиболее обобщенная схема анализа ЦМР и выделения линейных элементов, разработанная группой авторов (Jordan et al., 2005). Как показали наши исследования, для выделения протяженных региональных линейных морфологических структур достаточно эффективной является следующая схема анализа, использованная в данной работе:

1. Выбор и обоснование исходных данных для построения ЦМР.
2. Статистический анализ экспозиций склонов, определение преобладающих (и обратных по отношению к ним) экспозиций, идентификация соответствующих им форм рельефа и интерпретация очевидных отклонений от теоретического распределения.
3. Анализ карты экспозиций склонов (основная процедура выделения линейных элементов рельефа), в результате которой устанавливается пространственное положение сопряженных участков (склонов) рельефа, имеющих противоположные друг другу экспозиции. Смысл данного ана-

лиза основан на том, что линейные формы рельефа на карте экспозиций геометрически выражаются в виде линий соединения таких участков. Физически такие линии являются линиями перегиба земной поверхности (slope bend line), образующей положительные формы рельефа (в случае схождения склонов, имеющих противоположные экспозиции) или – отрицательные (при расхождении таких же склонов) (рис. 1). Линейные элементы рельефа, возникающие при существенном изменении угла наклона склона (ограничения террас) в данной статье не рассматриваются ввиду недостаточного вертикального разрешения ЦМР.

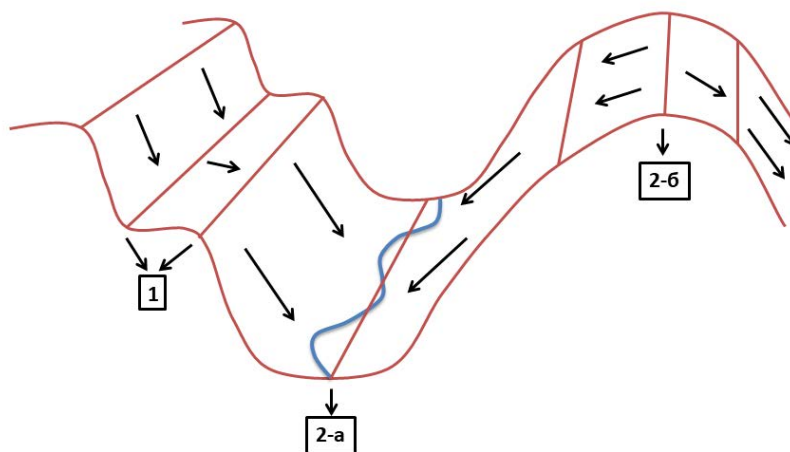


Рис. 1. Формальная модель линейных элементов рельефа:

1.линии, образованные резким изменением угла наклона склона (ограничения террас),
2.линии перегиба земной поверхности (slope bend lines): а) при схождении экспозиций склонов (отрицательная форма рельефа), б) при расхождении экспозиций склонов (положительная форма рельефа).

4.Геоморфологическая идентификация выделенных линейных элементов выполнена с целью определения их соответствия реальным формам рельефа – речным руслам, террасам, водораздельным линиям.

5.Структурная идентификация установленных линейных форм рельефа – их определение как возможных морфоструктур по ряду геологических признаков. С этой целью составлены цифровые слои разломной тектоники (по данным карт Э.В. Ананяна, О.А. Саргсяна и опубликованным данным), а также эпицентров сильных землетрясений, рудных месторождений, бассейнов и родников подземных вод. Были использованы также специфичные структуры речной сети – резкое изменение направления русел рек, ортогональное расположение притоков рек относительно основных русел.

Территория исследования

Территория исследования выбрана исходя из опыта проведенного ранее морфометрического анализе ЦМР территории Армении, при кото-

ром, наряду с выделенными здесь кольцевыми структурами (Piloyan, Avagyan, 2016), визуально были установлены отдельные линейные формы рельефа и их системы, требующие детального рассмотрения для полного представления общего структурного плана рельефа.

Изученная территория ограничена с северо-запада Вохчабердским хребтом, с северо-востока и востока - Гегамским, Варденисским, Зангезурским и Мегринским хребтами, с юго-востока - рекой Аракс, и включает также территорию Нахичеванской АР. Территория в геоморфологическом районировании Армении выделяется как левобережная часть единой области Приараксинских хребтов (Зограбян, 1979). Автор считает, что характерный структурный план рельефа создается системой взаимно параллельных морфографических линеаментов, представленных эрозионными или эрозионно-структурными горными хребтами и речными долинами, развивающимися по узким структурным котловинам (Зограбян, 1979). Изученная территория протягивается в юго-восточном направлении примерно на 210км, в том же направлении она расширяется от 25км до 90км на юге (рис.2). Здесь установлены системы разломов как северо-западного (кавказского) направления, так и северо-восточного (антикавказского, поперечного) и субмеридионального направления. При этом часть из них выделена по факту отчетливого проявления в рельефе (Габриелян и др., 1981, рис. 28 - схема разломов).

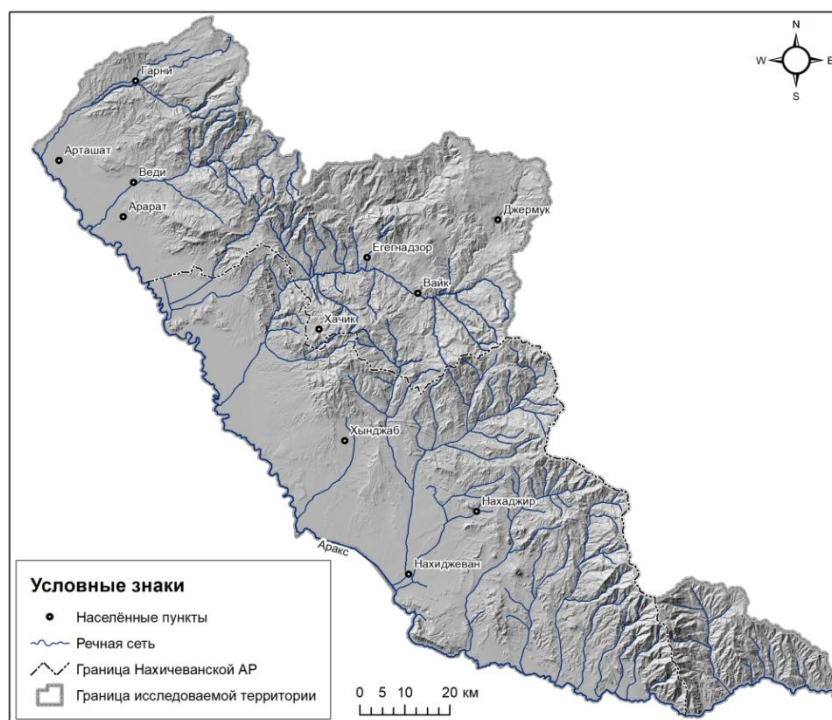


Рис. 2. Изученная территория, теневой рельеф.

Обсуждение результатов исследования

Результаты исследования представлены ниже в последовательности выполнения основных процедур метода исследования.

1. Статистический анализ распределения изученной площади по экспозициям склонов выполнен с целью выявления характерных особенностей строения рельефа. Для этой цели вся площадь была разделена на элементарные участки (грид ячейки) размером 24м х 24м, затем было вычислено их распределение по интервалам азимутов экспозиций равным 5^0 (рис.3). Статистическое распределение экспозиций интерпретировано на основе логической модели рельефообразования (рис.1), по которой должны превалировать экспозиции, соответствующие общей региональной ориентации эрозионного склона. В то же время поверхности с экспозицией обратной общему наклону склона будут занимать, по крайней мере, минимальную площадь. Существование значительной площади с —обратной” или близкой к ней экспозицией интерпретируется как наличие в рельефе линейных морфоструктур с соответствующим простиранием.

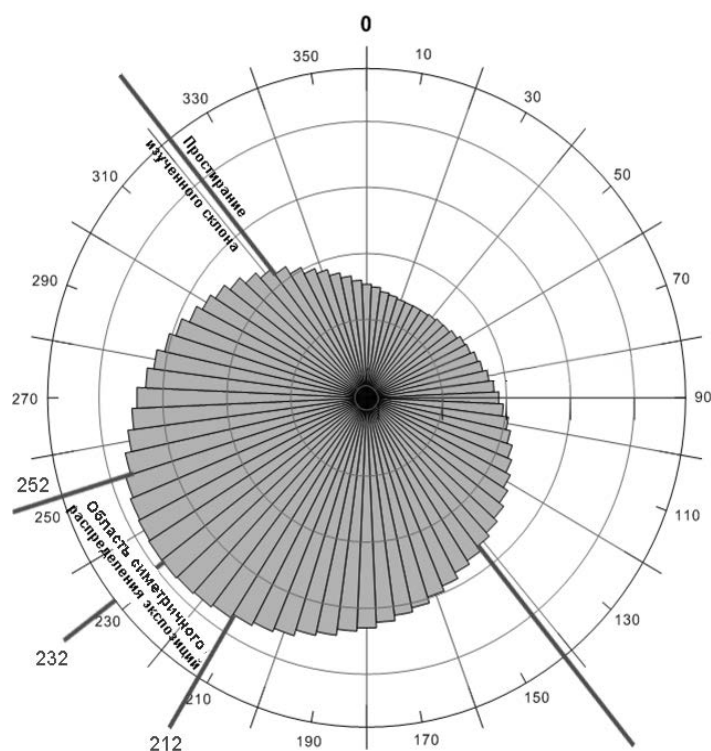


Рис.3. Диаграмма распределения экспозиций склонов изученной территории по интервалам азимутов в 2^0 (в процентах).

Изученный склон вдоль реки Аракс протягивается в направлении на ЮВ 142^0 на расстояние 135км, до р. Нахичеван-чай, затем – на ЮВ 105^0 на расстояние 67км и далее – на В 84^0 на расстояние 30км. В соответствии с

вышеописанной моделью и указанными направлениями следует ожидать преобладание экспозиций нормальных к направлению протяженности склона, т.е. ЮЗ 232°. В меньшей, но в сравнимой степени ожидаемы экспозиции ЮЗ 195° и ЮВ 174°, соответствующие ориентациям склонов в южной части исследованной территории.

Наблюдаемые в реальности преобладающие экспозиции с высокой точностью совпадают с ожидаемым максимумом распределения экспозиций (ЮЗ 232°), с симметричным разбросом относительно этой величины – в диапазоне азимутов от ЮЗ 215° (max - 17°) до ЮЗ 250° (max + 18°) (рис. 3). В этих пределах ориентировано более 16%, а в каждом интервале в 5° – не менее 2% изученной площади. Таким образом, установленные преобладающие экспозиции соответствуют общей ориентации изученной территории.

Минимальную площадь занимают склоны с экспозициями в пределах азимутов СВ 15° - СВ 30°. В этом диапазоне каждому интервалу азимутов в 5° соответствует около 0.8%, а всем интервалам вместе - 2,4% изученной площади. Отметим, что эти экспозиции не являются —обратными” по отношению к превалирующим СЗ 225°-235°.

Поверхности с —обратной” экспозицией по отношению к общей ориентации склона (СВ 52°) занимают большую площадь, чем наблюдаемый минимум, что возможно лишь при наличии морфоструктур с простиранiem СЗ 320° - ЮВ 140° и с близкими к ним азимутами простирания. Таким образом, анализ распределения экспозиций позволяет предположить наличие морфоструктур и определять вероятный азимут их простирания. Также можно считать, что в общем случае по соотношению площадей склонов с превалирующей и —обратной” экспозициями можно судить о степени влияния тектонических факторов на процесс рельефообразования.

Отметим также другие особенности распределения экспозиций, отражающие строение рельефа.

Как отмечено выше, наблюдается строго симметричное распределение азимутов относительно превалирующей экспозиции, соответствующей общей ориентации территории. Симметричное распределение произвольной природной характеристики относительно ее максимума соответствует случайным процессам, протекающим в отсутствие направленных факторов. Наблюдаемая особенность распределения экспозиций характеризует склоны с преобладающим развитием эрозионных процессов.

За пределами области симметричного разброса, по мере удаления от нее, наблюдается постепенное увеличение ассиметрии распределения экспозиций, при которой поверхности с восточной экспозицией занимают большую площадь, чем поверхности с западными и юго-западными экспозициями. Преобладание восточных экспозиций частично обусловлено изменением простирания (отклонением к северу) восточного окончания изученной территории. Возможной причиной отмеченной особенности распределения экспозиций может быть также ассиметрия формы бас-

сейнов рек Азат, Веди, Арпа, Нахичеван-чай, западные борта которых имеют большую площадь по сравнению с восточными.

2. Анализ карты экспозиций склонов, выделение и идентификация линейных форм рельефа.

Анализом упомянутой карты выделены линии перегиба рельефа, геометрически представляющие оси положительных или отрицательных элементов рельефа. С целью геоморфологической идентификации выделенных линейных элементов выполнено их сопоставление в пространстве (наложением цифровых слоев) с двумя типами структурных точек рельефа – локальными максимумами, в совокупности слагающими гребни горных хребтов, и локальными минимумами, составляющими тальвеги речной сети. Цифровые карты структурных точек рельефа составлены по алгоритму, основанному на методе расчета индекса топографической позиции (Guisan et al., 1999).

Структурная идентификация выделенных линейных форм рельефа является завершающим шагом для их отнесения к морфоструктурам. Для такой оценки привлечены критерии пространственного совпадения положения линейных форм рельефа с особыми гидрологическими линиями и узлами (ортогональными притоками рек, резкими изменениями направления тальвегов), пространственная близость к ним вулканических аппаратов, эпицентров землетрясений, рудных месторождений и проявлений. Выделенные нами линейные формы рельефа сверены также с опубликованными данными и рукописными тектоническими картами.

Ниже описаны наиболее крупные и протяженные линейные элементы и их системы, морфологически и структурно идентифицированные как линеаменты.

2.1. Наиболее протяженная система линейных элементов рельефа на изученной территории протягивается на расстояние примерно 140 км, и имеет простирание СЗ 315°. Она прослежена начиная с западной границы исследованной территории – в районе с. Гарни, однако проявлена и за ее западными пределами. Система имеет сложное строение – состоит из выдержанного по простиранию отрицательного линейного элемента и, параллельной ему, серии прерывистых кулисообразно расположенных положительных и отрицательных линейных элементов. Ширина и строение системы по простиранию изменчивы (рис. 4). На левобережье р. Азат система образована двумя выдержанными линейными элементами – положительной и отрицательной. Здесь ее наиболее узкая часть имеет ширину порядка 1 км и проявлена в месте слияния рек Гохт и Воскеджур, образующих р. Азат. Далее по простиранию система постепенно расширяется, и в долине р. Веди достигает ширины 8 км, затем строение и ширина системы сохраняются до русла р. Арпа. На левобережье р. Арпа, в пределах выделенной ранее кольцевой структуры (Piloyan, Avagyan, 2016), строение системы заметно изменяется. Здесь линейные элементы, слагающие систему, заметно ограничены по длине, а сама система имеет меньшую ширину, но ее направление в целом сохраняется. Южнее, за

пределами кольцевой структуры, строение системы восстанавливается и выдерживается до р. Нахичеван-чай. На левом берегу этой реки система проявляется значительно слабее – в виде одной пары линейных форм рельефа и прослеживается еще на протяжении около 20км, до р. Ахинджа-чай, где отклоняется к северу и в своем окончании приобретает близширотное простираие.

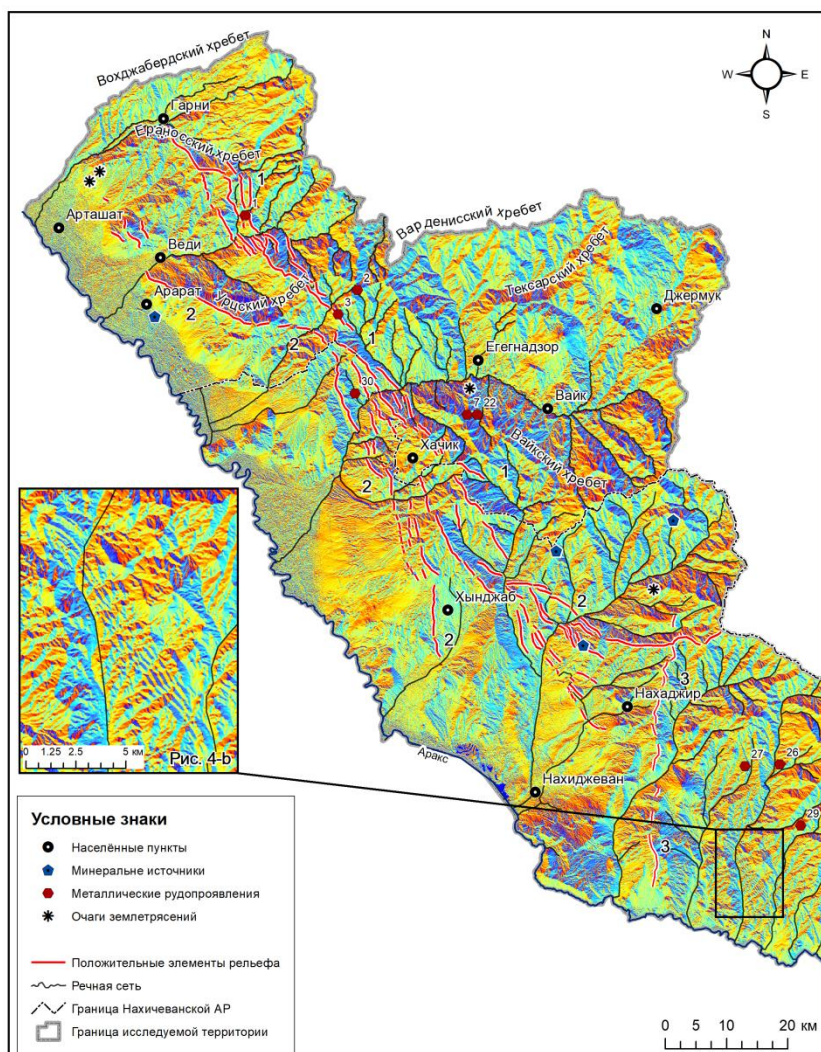


Рис.4. Карта экспозиций склонов изученной территории с выявленными линейными формами рельефа. Масштаб 1:100.000 (уменьшено).

2.1.1. Геоморфологическая идентификация системы.

Описанная система линейных элементов физически представляет собой зону, составленную совокупностью взаимно параллельных линейных форм рельефа-речных долин и коротких хребтов или их отрогов. На

всем протяжении зоны отчетливо и практически без прерываний проявляется ее северное ограничение, проходящее через с. Гарни, которое затем составлено средним течением реки Воскеджур (имеющей в этой части СЗ направление), и далее составлено долинами ортогональных притоков рек в следующей последовательности: приток Армик (р. Веди), притоки Елпин и Гнишик (р. Арпа) и приток Джаук (р. Нахичеван). Сочетание двух наблюдаемых фактов: ортогонального расположения притоков различных рек к основному руслу и их нахождения на одной прямой является общепризнанным критерием того, что они совместно составляют единую линейную морфоструктуру.

Вдоль описанной линейной морфоструктуры, полосой переменной ширины, с СЗ на ЮВ последовательно располагаются горные хребты, их отдельные части и отроги (рис.5): центральная часть Ераносского хребта (1), его отроги направленные на Ю-ЮВ (2-5), гора Хосровасар и его западные склоны (6-8), отроги Урцского хребта на левобережье р. Веди (9-13), непротяженные хребты в междуречьи рр. Армик и Азизкенд (14, 15), отроги Урцского хребта на правобережье р. Арацогет (16, 17), отроги Урцского хребта, проходящие на северо-востоке (18, 19, 20), и с юго-востока (21-26) перевала Тух-Манук на правобережье р. Арпа, отроги Вайкского хребта, параллельно протянутые с левой стороны р. Гнишик (27, 28, 29), юго-восточный отрог Вайкского хребта (30).

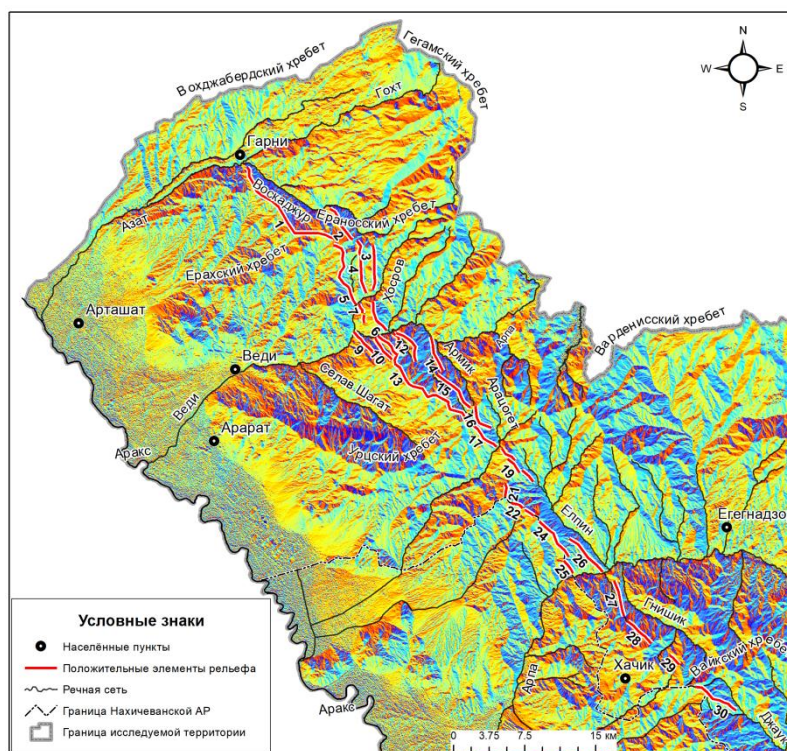


Рис.5. Геоморфологическая идентификация линейных форм рельефа северо-западной части исследуемой территории. Номера на карте соответствуют описанию в тексте.

2.1.2. Описанная выше линейная морфоструктура, представляющая собой северное ограничение выделенной нами зоны, ранее описана как —наиболее крупное тектоническое нарушение” в Приараксинской геоморфологической зоне (Габриелян и др, 1981). В той же работе на схематической карте разломов (рис.28) данная морфоструктура авторами представлена как глубинный разлом, установленный по геофизическим данным. Эта же морфоструктура на более поздней рукописной тектонической карте Армении (автор Э.В. Ананян) показана в виде двух разобщенных в пространстве разрывных структур. К описываемой зоне пространственно приурочены эпицентры исторических землетрясений и многочисленные рудопроявления: ртути (1, 3), молибдена (2, 26, 29), марганца (7), полиметаллов (22, 27), меди (25, 28), а также источники минеральных вод (рис.4).

2.2. Вторая по протяженности система линейных элементов рельефа, обнаруженная на изученной территории, имеет дугообразную конфигурацию и общую протяженность более 70км (рис.4). Ее западная часть проявляется на правом берегу р. Веди, где составлена тремя взаимно параллельными линейными элементами с общим направлением на г. Веди. Эта часть системы детально описана А.В. Авагяном как система тектонических блоков и разрывных нарушений (Авагян, 2019). Средний по положению элемент рельефа прослеживается по линии г. Веди – с. Двин и далее на СЗ. На восточном склоне центральной части Урцского хребта и далее в восточном направлении (В-ЮВ 87^0), описываемая система прослеживается на расстоянии примерно 40км, затем вблизи с. Зангакакатун, в водораздельной части между бассейнами рек Арацогет и Арпа смыкается с описанной выше системой (см. 2.1). Обе системы совместно на протяжении 22км образуют единую зону, составленную взаимно параллельными, прерывистыми по простиранию положительными и отрицательными формами рельефа. Общая ширина зоны двух линейных систем в долине р. Арпа достигает порядка 12км. Вблизи с. Хачик описываемая система (2.2) меняет направление, отделяясь от системы 2.1, и делится на две ветви, из которых – южная ветвь, меняя направление до близ меридионального (СЗ 345^0), в виде гряды невысоких гор протягивается на юг от Вайкского хребта более, чем на 30км до нахиджеванского села Хынджаб. Северная ветвь проходит юго-восточнее с. Хачик в направлении среднего течения р. Джаук (СЗ 326^0), затем, в свою очередь, вблизи среднего течения р. Нахичеван-чай, делится на две ветви, из которых южная ветвь протягивается примерно на 30км в том же направлении до нахиджеванского села Нахаджир. Северная ветвь, представленная отрогом Зангезурского хребта, протягивается в восточном направлении.

2.2.1. Геоморфологическая идентификация системы.

На левобережье р. Веди система отчетливо ограничивается с севера руслом притока р. Веди - Селав-Шагап, а с юга - водораздельной линией Урцского хребта. В пространстве между ними, на северном склоне Урцского хребта, вдоль нее протягивается цепь коротких невысоких гор (рис.4).

Описываемая система в восточном направлении, начиная от центральной части Урцского хребта, составлена последовательно расположенными короткими горными хребтами, протягивающимися южнее сс. Ланджар и Урцаландж. В месте смыкания зоны совместно представлены чередованием взаимно параллельных невысоких прерывистых горных хребтов.

Восточнее с. Хачик с изменением направления изменяется также форма рельефа: преобладают невыдержанные по простиранию короткие, невысокие гребни без отчетливо выраженных отрицательных форм между ними. Здесь северная ветвь системы составлена последовательно расположенными отрогами Зангезурского хребта. Южная ветвь составлена отрогами Вайкского хребта.

2.2.3. Структурная идентификация.

Описанная структура пространственно совпадает с глубинным разломом, установленным по геофизическим данным и зоной взбросо-надвиговых движений (Габриелян и др., 1981, рис.28 —Схема разломов Армянской” ССР).

2.3. Меридиональная система линейных элементов прослеживается от русла р. Аракс на север до верховьев р. Ахинджа, затем продолжается за пределами изученной площади, на территории Армении. Ее протяженность на изученной территории составляет более 60км (рис.4). Следует отметить, что система проявляется также на правом берегу р. Аракс.

Описываемая линейная система составлена последовательно, а местами кулисообразно расположенными положительными формами рельефа, представленными короткими до 10км длиной невысокими горными грядами, а также отдельными изометричными, куполовидными формами рельефа. Ширина системы – примерно 6-8км. В верховье р. Нахичеван и севернее на территории Армении структура описанной системы изменяется: она проявляется на широкой площади в виде мелких, слабо выраженных невысоких гор, в совокупности сохраняющих меридиональное простирание. Для уточнения подробностей строения системы и выяснения ее структурного взаимоотношения с другими описанными системами необходимо проведение крупномасштабного морфометрического исследования.

2.4. С целью оценки разрешающей способности метода выделена и описана система линейных элементов обнаруженная в бассейне притока р. Аракс – Гиланчай. Система составлена небольшим числом чередующихся строго прямолинейных взаимно параллельных положительных и отрицательных форм рельефа. Последние лишены признаков, свойственных элементам эрозионной сети (рис.4-б). Относительное превышение высот гряд над пониженными участками достигает 50-60м. В большинстве случаев превышение составляет около 30м. Ширина отрицательных форм в большинстве случаев составляет менее 100м. Простирание системы СЗ 326°, а ее протяженность – примерно 11км, ширина составляет 2-3км. Система проявляется на карте м-ба 1:200000, однако ее строение доступно

анализу в масштабе 1:50000. Система под углом 60° - 90° пересекает притоки р. Гиланчай, при этом прямолинейное строение системы и непрерывная геометрия ее элементов не искажается.

Заключение и выводы

Данное исследование показало эффективность предлагаемого метода для анализа морфометрических карт масштаба 1:100000 с целью выделения региональных линейных морфологических единиц рельефа (морфографических линеаментов, linear morphological feature). На примере ограниченной территории показано также, что методика применима и для крупномасштабного морфометрического анализа с целью детального изучения строения морфоструктур.

Таким образом, основным методическим результатом данного исследования следует считать разработку нового рационального – достаточно чувствительного и, в то же время, не трудоемкого метода, доведенного до алгоритма выполнения совокупности последовательных процедур выделения морфоструктур по данным ЦМР и их идентификации по геологическим признакам.

Выделенные предлагаемым методом морфоструктуры согласуются с данными предыдущих исследователей. В то же время, метод позволил выделить не описанные ранее морфоструктуры и, что не менее важно, получить новые данные о строении и пространственных взаимоотношениях наиболее значимых морфоструктур на изученной территории. Основные новые сведения, полученные по указанным вопросам, приведены ниже.

Крупные морфоструктуры имеют сложное строение, помимо разломов, описанных (как установленных или предполагаемых) и опубликованных ранее, также включают взаимно параллельные чередующиеся вкрест простирания, прерывистые по простиранию положительные и отрицательные формы рельефа. Описанная совокупность линейных форм рельефа составляет зону переменной ширины до 10 км и более. Такое строение в свою очередь представляется признаком морфоструктуры. Наиболее протяженная морфоструктура имеет кавказское простирание $S310^{\circ}$ - 320° , она с севера ограничена Гарнийским разломом, который по результатам данного исследования имеет большую протяженность, чем описано предыдущими исследователями. Следует отметить сложное структурное взаимоотношение данной морфоструктуры с кольцевой структурой, выделенной ранее одним из авторов данной статьи, выраженное в том, что часть линейной структуры продолжается в кольцевой структуре без изменения простирания, однако заметным образом изменяется ее строение. Вторая часть (южная ветвь) огибает кольцевую структуру с постепенным изменением простирания до широтного.

Ввиду того, что основной целью исследования была оценка предлагаемого метода, оно было выполнено в среднем картографическом масштабе

на ограниченной площади. По этой же причине мы ограничились описанием части результатов и не ставили задачи полного выделения всех возможных морфоструктур исследованной территории. Такую задачу целесообразно поставить в дальнейшем для всей территории Армении, конечной целью которой будет построение карты линейных морфоструктур масштаба 1:100000.

Авторы выражают признательность член-корр. НАН РА Р.Л. Мелконяну за ознакомление с рукописью статьи и полезные советы.

Литература

- Авагян А.В.** 2019. Приповерхностные проявления активных разломов, НАНА, Ереван (на армянском языке).
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** 1981. Сейсмоструктура Армянской ССР, Изд. ЕГУ, Ереван, с. 198.
- Зограбян Л.Н.** 1979. Орография Армянского нагорья, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, с. 118.
- Ласточкин А. Н.** 2013. Идеология традиционного и современного (морфодинамического) геоморфологического картографирования, В кн.: "Геоморфология и картография", Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Изд-во Саратов. Ун-та, Саратов, с. 23-28.
- Наапегян С. А., Мовсесян Р. С., Гюрджян А. Л.** 2018. Опыт картирования линейных и кольцевых структур с помощью ГИС (на примере восточного Вайка), ԵՊՀ գիտական տեղեկագիր, Երկրաբանություն և աշխարհագրություն, հ. 52, №3, էջ 167-173.
- Albani M., Klinkenberg B., Andison D. W. and Kimmins J. P.** 2004. The Choice of Window Size in Approximating Topographic Surfaces from Digital Elevation Models, International Journal of Geographical Information Science, 18 (6), p. 577–593.
- Chandrasiri T., Henkel H.** 2010. Interactive spatial analysis of lineaments, Journal Computers & Geosciences, v. 36 Issue 8, p. 1081-1090.
- Chun Xue L., Liang T., Chun Z.** 2013. Automatically Extraction of Lineaments from DEM, Applied Mechanics and Materials, v. 391, p. 394-397, DOI: <https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.391.394>
- Claessens L., Heuvelink G. B. M., Schoorl J. M. and Veldkamp A.** 2005. DEM Resolution Effects on Shallow Landslide Hazard and Soil Redistribution Modelling, Earth Surface Processes and Landforms 30 (4): p. 461–477.
- Clauzionor L. et al.** 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model, Annals of the Brazilian Academy of Sciences 79(4).
- Dar R.A., Chandra R., Romshoo Sh. A.** 2013. Morphotectonic and Lithostratigraphic Analysis of Intermontane Karewa Basin of Kashmir Himalayas, India, Journal of Mountain Science, v. 10, N 1.
- Della Seta M. et al.** 2004. Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy, Géomorphologie: relief, processus, environnement, vol. 10, N 4, p. 267-284.
- Deng Y.** 2007. New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification, Progress in Physical Geography, 31(4), p. 405-419.
- Grohmann C.H., Riccomini C., Alves F.M.** 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil, Computers & Geosciences, 33: p. 10-19.
- Hupy C.M., Schaetzl R. J., Messina J. P., Hupy J. P., Delamater P., Enander H., Hughey B. D., Boehm R., Mitrok M. J. and Fashoway M. T.** 2004. Modeling the Complexity of Different, Recently Glaciated Soil Landscapes as a Function of Map Scale, Geoderma 123: p. 115–130.

- Jelínek J. et al.** 2013. The application of morphostructural analysis and its validation by comparison with documented faults within the zlaté hory ore district (the northeastern part of the Bohemian massif), *Acta Geodyn. Geomater.*, v. 10, No. 1 (169), p. 5–17.
- Jelínek J.** 2008. Morphotectonic analysis of digital relief model – a suitable means of searching for zones of rock mass brittle failure, Volume LIV, No 3, p. 1-13.
- Jordan G. et al.** 2005. Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 7, p. 163–182.
- Kusák M., Krbcová K.** 2017. Analysis of the relationship of automatically and manually extracted lineaments from dem and geologically mapped tectonic faults around the main ethiopian rift and the Ethiopian highlands, *Ethiopia, AUC Geographica*, v. 52 No 1, p. 5-17.
- Ling H., Zhiheng L., Zhongyang Z.** 2018. Extraction and analysis of geological lineaments combining a DEM and remote sensing images from the northern Baoji loess area. *Advances in Space Research*, v.62, Iss.9, 1, p. 2480-2493.
- Lone A.** 2017. Morphometric and Morphotectonic Analysis of Ferozpur Drainage Basin Left Bank Tributary of River Jhelum of Kashmir Valley, NW Himalayas, India, *J Geogr Nat Disast*.
- Mandi S., Soren K.** 2016. Morphotectonic analysis of the Chel river basin, northern west bengal, India, *IOSR Journal Of Humanities And Social Science (IOSR-JHSS)*, v. 21, Issue 6, Ver. 7, p. 01-06.
- Pareta K., Pareta U.** 2011. Quantitative Morphometric Analysis of a Watershed of Yamuna Basin, India using ASTER (DEM) Data and GIS, *International journal of geomatics and geosciences*, v. 2, No 1, p. 248-269.
- Piloyan A., Avagyan A.** 2016. The Circular Structures of the Republic of Armenia Based on a Digital Elevation Model, *European Journal of Geography*, v. 7, Number 3: p. 58 – 70.
- Radaideh Omar M.A., Grasmann B. et al.** 2016. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan, *Geomorphology*, v. 275, p. 58–79.
- Rodriguez E., Morris C. S. and Belz J. E.** 2006. A Global Assessment of the SRTM Performance, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72(3), p.249-260.
- Roecker S.M. and Thompson J. A.** 2010. Scale Effects on Terrain Attribute Calculation and Their Use as Environmental Covariates for Digital Soil Mapping, In *Digital Soil Mapping: Bridging Research, Environmental Application, and Operation*, edited by J. L. Boettinger, D. W. Howell, A. C. Moore, A. E. Hartemink, and S. Kienast-Brown, p.55–66. New York: Springer.
- Sboras S., Ganas A., Pavlides S.** 2010. Morphotectonic analysis of the neotectonic and active faults of Beotia (central Greece), Using G.I.S. Techniques, *Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 12th International Congress*, p. 1607-1678.
- Sharma G., Champati ray P.K, Mohanty S.** 2018. Morphotectonic analysis and GNSS observations for assessment of relative tectonic activity in Alaknanda basin of Garhwal Himalaya, India, *Geomorphology*, v. 301, p. 108-120.
- Silva C.L., Morales N. et al.** 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.79, no. 4.
- Suryawanshi R.A., Golekar R.B.** 2014. Morphotectonic and Lineament analysis from Bhatia and Jaigarh Creek, Ratnagiri, MS, India: Neotectonic Implication, *International Research Journal of Earth Sciences*, v. 2(10), p. 16-25.
- Tachikawa T., Hato M., Kaku M. and Iwasaki A.** 2011. Characteristics of ASTER GDEM version 2. *Proc. IEEE IGARSS*, p. 3657-3660.
- Takaku J., Tadono T., Tsutsui K., Ichikawa M., Toranomom T. R.** 2016. Validation of "AW3D" Global DSM Generated from ALOS PRISM.
- Udhi C. N., Arum T.** 2016. Lineament Density Information Extraction using Dem Srtm Data to Predict The Mineral Potential zones, *IJReSES*, v. 13, No 1, DOI: <http://dx.doi.org/10.30536/ijreses.2016.v13.a2704>

- Urbano T. et al.** 2017. Morphotectonics of the Pescara River basin (Central Italy), Journal of Maps, v. 13.
- Wood J.** 1996. The geomorphological characterisation of digital elevation models, Ph.D. diss., University of Leicester, Leicester, UK.

**ՌԵԼԻԵՖԻ ԹՎԱՅԻՆ ՄՈՂԵԼԻ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅԱՄԲ ՌԵԼԻԵՖԻ
ԳԾԱՅԻՆ ՁԵՎԵՐԻ ՏԱՐԱՆՁԱՏՄԱՆ ՄԵԹՈԴՆ ՈՒ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ՝
ԱՐԱՔՍ ԳԵՏԻ ՄԻՋԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՁԱԽ ԱՓԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ**

Ավագյան Ա. Ա. , Ուլոյան Հ. Ռ. , Բոյնագրյան Վ. Ռ. , Տարասյան Ն. Հ.

Ամփոփում

Հոդվածում նկարագրվում է հեղինակների կողմից մշակված ռելիեֆի թվային մոդելի (ՌԹՄ) ձևաչափական վերլուծության միջոցով ռելիեֆի տարածաշրջանային գծային ձևաբանական միավորների բացահայտման մեթոդը, ինչպես նաև ներկայացվում են Հայաստանի և Նախիջևանի ԻՀ տարածքում՝ Արաքս գետի ավազանում տվյալ մեթոդի կիրառմամբ ստացված արդյունքները:

Մեթոդը հիմնված է տվյալ խնդրին նվիրված մեծ թվով ուսումնասիրությունների փորձի վրա և ներառում է հետևյալ հաջորդաբար կատարվող գործողությունները. 1) ՌԹՄ-ից ստացված ձևաչափական ֆորմալ հատկանիշների՝ առավելապես լանջերի թեքությունների և կողմնադրությունների հիման վրա ռելիեֆի գծային տարրերի բացահայտում; 2) բացահայտված գծային տարրերի գեոմորֆոլոգիական նույնականացումը կամ դրանց բնորոշումը որպես ռելիեֆի իրական գծային ձևեր; 3) Բացահայտված գծային տարրերի կառուցվածքային նույնականացումը ըստ երկրաբանական հատկանիշների՝ հաշվի առնելով դրանց տարածական կապակցվածությունը պատմական երկրաշարժերի էպիկենտրոնների, մետաղական հանքավայրերի և երևակումների, ինչպես նաև հանքային ջրերի աղբյուրների հետ:

Նկարագրված մեթոդով իրականացվել է Մերձարաքսյան գեոմորֆոլոգիական գոտու ձախափնյա հատվածի 1:100000 մասշտաբի մորֆոմետրիական քարտեզների վերլուծություն: Ուսումնասիրված տարածքում բացահայտվել են ռելիեֆի գծային տարրեր, որոնց պատկանելությունը մորֆոկառուցվածքներին հիմնավորված է գեոմորֆոլոգիական, կառուցվածքային հատկանիշներով, երկրաշարժերի էպիկենտրոնների, տաբեր մետաղական հանքայնացումների, հանքային ջրերի աղբյուրների հետ դրանց տարածական կապակցվածությամբ:

Բացահայտված առավել խոշոր մորֆոկառուցվածքը 140կմ երկարությամբ ռելիեֆի գծային տարրերի համակարգ է և տարածվում է ՀսԱրմ 315° ուղղությամբ: Այն դիտարկվում է սկսած հետազոտված տարածքի հս-արևմտյան սահմանից՝ Գառնի գյուղի շրջանում, սակայն դրսևորվում է նաև տարածքի արևմտյան սահմաններից դուրս:

Համակարգը կազմված է ձգվող բացասական գծային տարրից և դրան զուգահեռ, ընդհատվող, կուլիսաձև տեղակայված մի շարք դրական և բացասական գծային տարրերից:

Համակարգի լայնությունը և կառուցվածքը տարածման ուղղությամբ փոփոխվում են:

Կառուցվածքով նման ռելիեֆի գծային տարրերի երկրորդ երկար համակարգը, որը հայտնաբերվել է ուսումնասիրության տարածքում, ունի աղեղանման կոնֆիգուրացիա և ավելի քան 70կմ ընդհանուր երկարություն: Հայտնաբերվել են նաև այլ կառուցվածք և տարածում ունեցող ռելիեֆի գծային տարրեր, այդ թվում՝ միջօրեականի ուղղությամբ ձգվող, որը շարունակվում է տարածվել ուսումնասիրված տարածքի սահմաններից դուրս՝ դեպի հյուսիս:

THE METHOD AND RESULTS OF THE LINEAR LANDFORMS EXTRACTON USING DEM ANALYSIS DATA, ON THE LEFT BANK EXAMPLE OF ARAKS RIVER MIDDLE STREAM BASIN

Avagyan A.A., Uloyan H.R., Boynagryan V.R., Tarasyan N.H.

Abstract

The article describes the method developed by the authors for revealing Earth surface regional linear morphological features (morphographic lineaments) by morphometric analysis of a digital elevation model (DEM). It also presents the results of the method application on the territory of Armenia in the Araks river basin.

The method is based on the experience of a large number of studies devoted to this issue and includes the following successively performed procedures: 1) revealing of Earth surface linear features by formal morphometric indices extracted from the DEM, mainly based on the analysis of slope and aspect maps; 2) geomorphological identification of the revealed linear elements or their definition as real linear landforms; 3) structural identification of the revealed linear landforms, i.e. proving their identity with morphostructures according to geological features – their coincidence with the spatial localization of the epicenters of the historical earthquakes, ore deposits, mineral water springs, as well as the consistency of the identified morphostructures with the data of previously published articles and maps.

The described method was used to analyze morphometric maps at a scale of 1:100.000 for the left-bank part of Araks river geomorphological zone. Using the described method, linear landforms were identified in the studied area.

The largest morphostructure revealed in the research area is a system of linear landform elements which is 140 km long and has a stretch of NW 315°. It has been traced starting from the western border of the studied territory - in the

area of the village of Garni, however, it was also discovered beyond the western border of the studied area. The system consists of a negative linear landform, and, parallel to it, of a series of discontinuous, echelon-located positive and negative linear elements.

The width and structure of the system along its stretch are variable. Along the entire length of the system, its northern border can be traced clearly and practically without interruption. This morphostructure was previously described as “the largest tectonic fault” in the Araksian geomorphological zone.

The second-longest system of linear landform elements, found in the study area, has an arcuate configuration and a total length of more than 70km. It spatially coincides with a deep fault established from geophysical data and a zone of reverse-thrust movements.

Morphostructures of a different structure and orientation were also found, including extended meridional structures penetrating northward beyond the boundaries of the study area.

**О ПЕРСПЕКТИВАХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ФОРМАЦИЙ
АРМЕНИИ: МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ, ГАЗАФИКАЦИЯ И НОВЫЕ
ТЕХНОЛОГИИ**

**Оганесян А.Е.¹, Панова Е.Г.², Окунев И.С.³, Аракелян Д.Г.¹,
Сирадегян В.В.¹, Чернова И.Г.².**

DOI: 10.54503/0515-961X-2022.75.2-48

¹Институт геологических наук НАН РА, 0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а;
e-mail: arshavir.h@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9,
Санкт-Петербург, Россия, 199034; e-mail: elena-geo@list.ru

³ФГБУ «Петербургский институт ядерной физики им. Б.П. Константинова
Национального исследовательского центра «Курчатовский институт» Россия, 1
Ленинградская обл., г.Гатчина, мкр. Орлова роща, д.1, 188300;
e-mail: okunev_is@pnpi.nrcki.ru
Сдана в редакцию 02.02.2022

Дефицит нефти и газа на мировом рынке заставил многие страны искать новые источники энергии. Усилилось внимание к твердым видам топлива, в том числе и к горючим сланцам, запасы которых имеются на территории более 80 стран и значительно превышают известные запасы жидких углеводородов вместе взятых. Горючие сланцы содержат также повышенные концентрации благородных и редких элементов, и могут быть использованы для комплексной переработки, извлечения металлов и производства горючих газов. На территории Армении известны около 50 месторождений и проявлений углей, углестых и горючих сланцев. Они располагаются в виде двух полос, протягивающихся с северо-запада на юго-восток; одна из них проходит на севере, другая – на юге Армении. Впервые приводятся новые данные по металлоносности черносланцевых формаций Армении полученные современными высокоточными аналитическими методами исследований, обсуждаются перспективы комплексного использования черносланцевых формаций для получения металлов и получения горючих газов методом газификации.

Поисковые работы в Армении на уголь и горючие сланцы, а также битуминозные комплексы, проводились на протяжении десятков лет. Однако в целом изучение топливно-энергетических ресурсов республики носило неплановый, бессистемный характер и в настоящее время находится в неудовлетворительном состоянии. Тем более, что имеющиеся предпосылки для расширения сырьевой базы твердых горючих полезных ископаемых требуют продолжения исследований, поскольку угли и горючие сланцы могут составить значительную долю в энергетическом балансе Республики Армения.

В Армении изучено и разведано более 16 месторождений бурых углей и горючих сланцев, однако в связи с их низким качеством, они отбра-

кованы как неперспективные на топливное сырье. Но твердые горючие ископаемые имеют и другую — «торону» полезности — металлоносность. За последние десятилетия в мире наблюдается повышенный интерес к проблеме металлоносности черных сланцев. Повышенные содержания золота, серебра, редких металлов и платиноидов в черносланцевых комплексах могут представлять собой промышленный инетрес.

Многочисленные исследования по альпийской геодинамике Малого Кавказа и закономерностям пространственного размещения рудных и нерудных месторождений, в зависимости от геодинамического режима развития складчатых областей Армении (Месропян, Саркисян, 1956 и др.), позволили теоретически предсказать, а в последующем — практически доказать перспективную металлоносность терригенно-угленосных комплексов Армении (Алоян Г.П., Алоян П.Г., 2003; Алоян Г.П., Алоян П.Г., 2010; Алоян Г.П., Алоян П.Г. 2012). Эти комплексы имеют широкое распространение в Армении. Они представлены терригенно-угленосными и терригенно-карбонатно-угленосными отложениями с переслаиванием маломощных пачек бурых углей, горючих сланцев, битуминозных унифицированных аргиллитов, песчаников и известняков, глинистых сланцев, реже андезитов, туффигов, туфоконгломератов и туфобрекчий. Общая мощность комплексов сильно варьирует и составляет в среднем от 60-120 до 200 м. Они прослеживаются по простиранию на сотни метров, а в отдельных случаях от 2-3 до 5 км (Асланян, Рудзянский, 1954; Нубарян, Атабекян и др. 1996; Геология Арм. ССР. Неметаллические полезные ископаемые. Том VII. Ереван 1966. 570с.).

Возраст терригенно-угленосных комплексов на территории Армении — от нижнего триаса до плиоцена (триас, юра, эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен), что свидетельствует о многоэтапности оруденения в течение всего фанерозоя. В большинстве случаев эти отложения имеют пологие падения и обнажаются на поверхности или залегают на небольшой глубине и благоприятны для открытой добычи.

Технологические исследования по обогащению (Алоян Г.П., Алоян П.Г., 2010) угленосных отложений Армении, а также извлечению из них благородных металлов и редких элементов (Мартиросян, Айрапетян и др., 2015; Айрапетян, Мартиросян, 2015), показали принципиальную возможность получения кондиционных концентратов с извлечением золота, серебра, платиноидов, редких и черных металлов.

С учетом перспективности указанной тематики в Армении предлагается приступить к выполнению комплексной программы, включающей как исследовательские, так и геолого-разведочные работы. В связи с перспективностью комплексного использования бурых углей и горючих сланцев для получения горючих газов и металлов, в рамках сотрудничества между ИГН НАН РА и СПбГУ, начаты работы по изучению проблемы рационального использования бурых углей и горючих сланцев с комплексным извлечением ценных металлов.

Краткие сведения о геологии месторождений угля и горючих сланцев Армении

Для изучения проблемы нами уже опробованы некоторые проявления и месторождения (рис.1). Из множества объектов нами выбраны те, которые физически наиболее доступные и информативные с геологической точки зрения.

Иджеванское месторождение выявлено в 1972г. В районе месторождения залегает мощная вулканогенная толща средней юры, сложенная кварцевыми порфирами и их брекчиевыми разновидностями, плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, слоистыми вулканогенно-осадочными породами.

Наземными выработками угленосная свита прослежена по простиранию на протяжении 2км, к западу она перекрывается аллювиальными отложениями. Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются в 150-200 млн. тонн.

Джаджурское месторождение бурого угля расположено в Ширакском марзе Армении, в 12 км к северу от ж.-д. ст. Джаджур.

Мощность угленосной толщи 100-130м. Продуктивной является нижняя часть толщи, включающая шесть сближенных пластов лигнита, общая мощность которых не превышает 16м. Запасы углей подсчитаны (Тараян, 1942) в количестве 565,0 тыс.т по категориям А+В+С₁ и 241,0 тыс. т забалансовых сажистых углей.

Дилижанское месторождение углистых и горючих сланцев расположено в окрестностях г.Дилижан и прослеживается вдоль среднего течения р.Агстев на протяжении до 2км. Район месторождения сложен отложениями верхнего мела, эоцена, олигоцена и постплиоцена. Проявления углей, углистых и горючих сланцев приурочены к песчано-глинистым отложениям, относящимся по возрасту (по данным К. Н. Паффенгольца) к эоцену. Угленосные отложения имеют мощность 80-90м. Геологические запасы ориентировочно оцениваются в 150млн. т.

Джерманиское месторождение угля и углистых сланцев находится в Араратском марзе, вблизи г. Веди. Месторождение приурочено к южному и юго-западному крылу Джерманиской брахиантиклинали, в ядре которой обнажаются известняки нижнего - среднего триаса. Запасы углей и углистых сланцев, подсчитанные по категории С₁ в количестве 225 тыс. тонн, отнесены к забалансовым. Прогнозные ресурсы - 2млн. тонн.

Шамутское месторождение угля и углистых сланцев расположено в Лорийском марзе, в окрестностях с. Шамут. Угленосная свита среднего эоцена в виде узкой полосы прослеживается с западной окраины с. Шамут - на восток до с. Атан.

По данным П.Г.Алояна, содержание золота в пробах из наземных выработок составляет от следов до 0,3г/т, а серебра – от 0,7 до 6,3г/т. По первому и второму пластам произведен подсчет запасов углистых сланцев по категории С₁ – 1909,4 тыс.тонн.

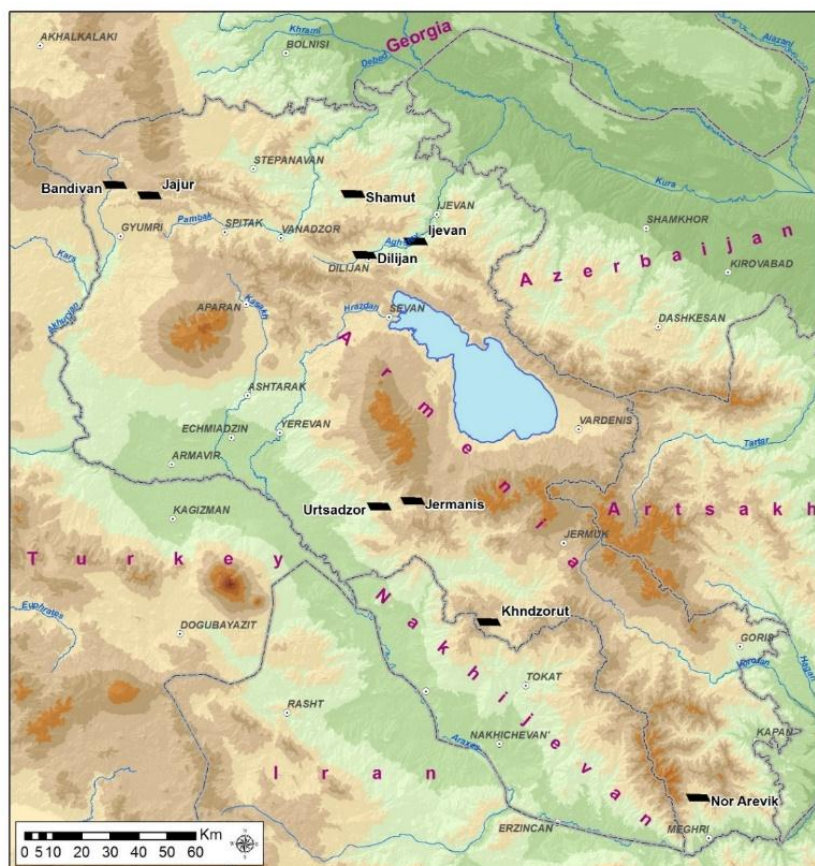


Рис.1. Схема расположения опробованных месторождений и проявлений

Бандиванское месторождение горючих сланцев расположено в районе с. Верхний Бандиван, в 27км от г.Гюмри (Ленинакан).

В основании свиты отмечается слой базального конгломерата с гальками из подстилающих туфогенных пород эоцена. Выше отмечается чередование горючих сланцев, аргиллитов и алевролитов с прослоями мергеля и песчаника

Горючие сланцы месторождения представляют собой алевролитовую, глинистую, иногда известковистую породу, которая по внешнему виду почти неотличима от вмещающих ее рассланцованных алевролитов.

Нор-Аревикское (Мегринское) месторождение. Здесь выявлена пачка песчаников с пластами углистых сланцев и прослоями угля, залегающая на гранодиоритах Мегринского плутона и прослеживающаяся по простиранию на протяжении около 2 км. Месторождение находится к востоку от с. Нор-Аревик Сюникского марза.

Нор-Аревикское месторождение бурого угля и углистых (горючих) сланцев мало изучено. Запасы горючих сланцев (по А.Н. Назаряну), подсчитанные по категориям В и С₁, для одного участка составляют 374,0 тыс.т; общие предположительные запасы оцениваются в 3млн. т. Про-

веденные на месторождении работы можно классифицировать как поисково-оценочные с подсчетом запасов.

Возраст свиты датируется как нижний плиоцен (меотис-понт). Выявлены 6 пластов углистых (горючих) сланцев, мощностью до 6,5м. На участке Хавот подсчитано около 600 тыс.т углистых сланцев. Ожидаемые прогнозные ресурсы для месторождения – 3млн.т.

Рудные минералы представлены пиритом, марказитом, магнетитом, гематитом и самородными Au, Ag и МПГ.

Хндзорутское проявление битуминозных известняков расположено в Вайоц Дзорском марзе, вблизи с. Хндзорут. Месторождение приурочено к брахиантиклинальной структуре, сложенной верхнепермскими отложениями. Месторождение сложено темно-серыми, тонко- и среднеслоистыми пермскими битумосодержащими известняками. Характер и содержание битума с глубиной не меняется.

Урцадзорское проявление битуминозных известняков расположено в Араратском марзе в пределах Урцадзорского антиклинария, осложненного второстепенной складчатостью. В этой структуре наиболее древними отложениями являются породы верхнего девона. Здесь битуминозные породы относятся к нижнему карбону и имеют широкое распространение и большие мощности (от 20 до 160м).

Таким образом, черносланцевые формации пользуются широким распространением на территории Армении и имеют возраст от нижнего триаса до плиоцена. На некоторых объектах проводились геолого-разведочные изыскания (Алоян Г.П., Алоян П.Г., 2010) на благородные металлы с технологическим опробованием (Нор Аревик и Джерманис). По содержанию металлов были получены более чем удовлетворительные результаты. Однако необходимо провести комплексный анализ возможностей использования этих образований на современном аналитическом уровне. Цель работы - определить возможности детального комплексного анализа черносланцевых формаций Армении с оценкой на современном уровне и перспектив их использования.

Материал и методы

Материалом для исследования послужили образцы проб из месторождений Армении, которые указаны на схеме (рис.1.). Пробы отобраны снизу вверх по разрезам толщ.

Для анализа распределения в черных сланцах рения и элементов-примесей использован *метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP MS)*.

При этом применяли методологию и алгоритм анализа, разработанный для бурых углей (Олейникова и др., 2015). Для разложения образцов и растворения солей применяли азотную, соляную и фтороводородную кислоты особой чистоты, дополнительно очищенные перегонкой, а также деионизированную воду. Анализ подготовленных растворов проводили на приборах *Agilent-7700* и *ELAN-6100 DRC*.

Атомно-абсорбционная спектрометрия позволяет провести количественный анализ на содержание благородных металлов (Au, Pt, Pd, Os, Ir, Ro, Ru), который осуществляли по методике полного кислотного вскрытия с доплавлением остатка. Навеску истертой пробы массой 10 г разлагали по методике, разработанной в лаборатории. Способ разложения проб основан на частичном неокислительном разрушении пробы смесью кислот, промывании, высушивании и озолении остатка, сплавлении его с пероксидом натрия и растворении сплава в соляной кислоте. Введение в смесь разрушающих реагентов щавелевой кислоты предотвращает переход благородных металлов в раствор и обеспечивает выделение металлов в твердую фазу в случае, если они присутствуют в пробе в виде растворимых солей. Плавиковая кислота разрушает силикатную матрицу пробы, вследствие чего кремний удаляется в виде фторида, а смесь серной и фосфорной кислот способствует вытеснению фторид-иона из получаемых солей других металлов. Особенное значение имеет разрушение углеродистого вещества, что позволяет отказаться от предварительной процедуры озоления углеродистых проб. Анализ подготовленных растворов проводили методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на приборах *Analyst-800*.

Геохимическая характеристика пород

Результаты аналитических исследований приведены в табл.1.

Таблица 1

Средние содержания химических элементов в глинистых и черных сланцах, г/т

Химич. элемент	Черносланцевые породы Армении (n=30)	Глинистые сланцы (Скляр и др., 2001)	Черные сланцы (Ketris, Yudovich, 2009)
U	1-75	3,7	8,5
V	3-134	130	205
Mo	1-40	2,6	20
Cu	3-170	48	70
Co	5-435	19	19
Ni	3-104	74	70
Zn	2-133	93	130
Pb	1-120	20	21
Rb	5-150	150	74
Sr	25-504	330	190
Au	0,002-0,83	0,0033	0,007
Ag	0,06-10,5	0,072	1
Pt	0,002-0,0061	0,001	0,0009
Pd	0,002-0,027	0,001	-
Re	0,005-0,042	0,0001	0,3-0,8

Наиболее высокие значения по сравнению с кларками установлены для золота и серебра. Платина и палладий традиционно присутствуют в незначительных количествах, но могут рассматриваться как попутные элементы. Впервые зафиксированы повышенные содержания рения. Элементы-спутники – ванадий и уран не должны остаться без внимания. Среди халькофильных элементов по повышенным содержаниям выделяются (в порядке убывания кларков концентрации): Co, Cu, Ni, Mo, Zn, Pb.

В связи с тем, что на территории Армении присутствует широкий спектр месторождений разного генезиса и возраста, необходим индивидуальный подход к изучению каждого из них.

Известно, что формирование месторождений в углеродистых терригенно-вулканогенных толщах носит комплексный характер и обусловлено процессами седиментации, метаморфизма и наложенного метасоматизма. Установлено, что повышенные содержания благородных металлов в черных сланцах могут контролироваться зонами трещиноватости и быть обусловлены появлением гидротермально-метасоматических процессов с перераспределением и привнесом БМ глубинными растворами (Коробейников, 1999; Гурская, 2000; Hulbret et al., 1992; Yu, 2009; Han et al., 2015; Parviainen, Loukola-Ruskeeniemi, 2019).

Последние десятилетия пристальное внимание уделяется рению в углеродистых сланцах, в которых накапливаются его повышенные содержания. Рений крайне редко образует самостоятельные минеральные формы, поэтому он как изоморфная примесь присутствует в составе более 50 минералов-носителей и находится в рассеянном состоянии в составе органического и глинистого вещества. Кларк рения в черных сланцах составляет 0,3–0,8 г/т, что на шесть порядков превышает его кларк в осадочных породах. Обладающий органофильными свойствами, он является характерным элементом углеродистых сланцев (Юдович, Кетрис, 1994; Шпирт, Пунанова, 2009).

В последнее десятилетие, благодаря разработке современных аналитических методов, определения рения в углеродистой матрице, были получены новые представительные данные о рениеносности объектов, приуроченных к осадочному чехлу. Совершенствование аналитического оборудования и методик определения рения позволило проводить массовые анализы с низким порогом его обнаружения. Так, в пределах осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (ВЕП) показана геохимическая специализация (табл.2) углеродистых и горючих сланцев (Смыслов, 1996; Енгальчев, 2019).

Установлено, что рениевую специализацию имеют диктионемовые сланцы, горючие сланцы-кукерситы, углеродистые сланцы различных бассейнов. Связь металлов с черными сланцами может иметь генетическую природу или быть пространственно-парагенетической. В первом случае наличие связи определяется наличием органической составляющей, во втором - общностью осадочных бассейнов, одинаково благоприятных для формирования углеродистых пород и накопления металлов. В

Таблица 2

Формулы геохимической специализации углеродистых сланцев ВЕП и прилегающих районов на территории России (Смыслов, 1996)

Бассейн (площадь)	Формула геохимической специализации
Восточная (российская) часть Прибалтийского бассейна. Диктионемовые сланцы	350Mo 160Sc 143Re 111Bi 75As 52U 24Cd 13Cu 12V 11Tl 10Ag 10Au 7Pb 6Sb 5Hg 4B 4Co 3Zn 2F 2Sn 2Ni 2Nb
Восточная (российская) часть Прибалтийского бассейна. Кукерситы	1000Re 160Sc 14Ag 11Mo 5Hg 4Pb 4B 3Zn 2Sn
Яренгский бассейн	112Re 101Cd 66Mo 27As 12Zn 7V 5Ag 5Ni 4Cu 3P 2Ba 2Cr
Тимано-Печорский бассейн	165 Re 150Bi 50Mo 12U 7B 3Ag 3Pb 2Sn 2Tl 2V 2Zn 2Hg

Примечание. Цифра перед символом элемента обозначает кларк концентрации элемента.

настоящее время черносланцевые формации рассматриваются наряду с традиционными рудами магматического происхождения в качестве потенциального источника благороднометалльного стратиформного оруденения. Черные сланцы дают новый сырьевой источник золота, рения и металлов платиновой группы. В связи с этим важно понимание их распределения и формы нахождения в черносланцевых породах для создания основы прогнозирования, разработки поисков объектов подобного типа и создания схем обогащения.

Формы нахождения химических элементов

Согласно Н.И. Сафронову, химические элементы находятся в природе в минеральной и безминеральной формах (Сафронов, 1971). Последние включают простые и сложные ионы, коллоидные, сорбированные и взвешенные частицы. Кроме того, они разделены на подвижные и прочно-связанные по признаку извлекаемости из пород простым выщелачиванием без разрушения решетки минералов. При этом известен факт, что доля элемента в безминеральной форме в природе выше его доли в минеральной форме.

Литературные данные свидетельствуют, что форма проявления благородных металлов в черносланцевых комплексах сложна и разнообразна, при этом не всегда можно ее установить. Это связано с дисперсными (около 1мкм) выделениями БМ, которые трудно фиксируются современными аналитическими методами (Конев, 2006; Евдокимов и др., 2007). Если в Польше, Австралии, Карелии минералы платиноидов вполне различимы (20–30мкм), то в Южном Китае и США, а также в большинстве регионов России присутствие платиноидов определяется только химико-аналитическими методами. При этом наблюдается появление их в составе растворимого и нерастворимого органического вещества, примесей пла-

тиноидов в минералах никеля, меди, серебра, молибдена, цинка, свинца и ртути.

По данным Л.И. Гурской (Гурская, 2000), обнаруженные в черных сланцах минералы благородных металлов образуют сложный комплекс, который был разделен на несколько классов: 1) самородные металлы; 2) металлические твердые растворы и интерметаллические соединения (природные сплавы); 3) сульфиды; 4) арсениды и сульфо-арсениды; 5) селениды; 6) теллуриды; 7) висмутиды; 8) антимониды. В черносланцевых породах замечено много новых минералов, в том числе их соединений с биофильными элементами - селеном, фосфором, мышьяком.

Поскольку форма нахождения благородных металлов и спектр их элементов-спутников определяют их технологические свойства, вопрос установления минерального состава черносланцевых пород является первостепенным. Традиционно формы нахождения химических элементов разделяют на следующие типы: легко извлекаемые; руды, в которых благородные металлы находятся в составе сульфидов или арсенидов; руды, в которых БМ входят в состав органического вещества. Традиционные технологические процессы вскрытия упорных руд не учитывают особенностей поведения благородных металлов в сланцах, в результате чего невозможно их полное извлечение. Известны следующие формы благородных металлов в черных сланцах: минеральная и микроминеральная, дисперсная в ассоциации с глинистым, органическим веществом и водорастворимая. Очевидно, что каждый тип требует определенных условий вскрытия и самостоятельной переработки.

Минералогические исследования черных сланцев кембрия-ордовика Прибалтийского палеобассейна позволили установить в составе алевро-песчаной примеси самородные металлы и интерметаллиды: $\text{Au}_{\text{сам}}$; Pd; Os-Ir; Au-Ag; Au-Cu; Au-(Cu)-Hg; Au-Hg; Ag-Cu; Pt-Fe. Наряду с ними в пробах присутствуют самородные Fe; Al; Cu; Fe-Ni; Ni-Fe; Cu-Zn, а также теллуриды и оксиды висмута (Панова и др, 2021). В составе конкrecионного комплекса (диагенетических сульфидов), были обнаружены следующие минеральные фазы благородных металлов: $\text{Au}_{\text{сам}}$, халькопирит с примесью золота. В ассоциации с пиритом БМ находятся с примесями Ni, Co, Zn, Cu, As, сфалеритом - с примесью Cd, Fe и пентландитом. Доля минеральных и микроминеральных форм нахождения благородных металлов в черных сланцах Прибалтийского палеобассейна крайне невелика и составляет 1–5 отн. %.

Благородные металлы и органическое вещество. Наиболее важными формами существования элементов в углеродистых породах могут быть формы сорбированные (на органическом веществе и глинистых минералах) и коллоидно-солевые. В последние годы к сложным типам черносланцевых руд стал применяться метод биоксидного выщелачивания, основанный на воздействии железо- и сероокисляющих бактерий. При этом важно присутствие подвижных, слабосвязанных, коллоидно-водорастворимых форм металлов в породе. Метод успешно используется в

промышленных масштабах во многих странах мира — в Польше, Канаде, ЮАР и Финляндии (Kucha, 1984; Schieber, 1994; Falk et al., 2006; Young et al., 2013).

В черносланцевых формациях содержится до 50 отн.% $C_{орг.}$ Установлена тесная корреляционная связь рения с органикой. Увеличение концентрации рения до 0,1–0,2 г/т сопровождается повышением количества $C_{орг.}$

Благородные металлы и глинистая составляющая сланца. Для выявления связи глинистой составляющей ЧС и благородных металлов был проведен анализ состава ЧС в целом и отдельно глинистой фракции методом ICP MS (табл. 3).

Таблица 3

Распределение химических элементов в пробе черного сланца (ЧС) и в его глинистой (Гл) составляющей, г/т

Проба	Pd		Pt		Au		Re		U		V		Mo	
	ЧС	Гл	ЧС	Гл	ЧС	Гл	ЧС	Гл	ЧС	Гл	ЧС	Гл	ЧС	Гл
9	0,06	0,45	0,012	0,11	0,067	0,093	0,15	1,23	14	119	279	1760	43	782
35	0,05	0,36	0,011	0,089	0,034	0,089	0,22	1,14	172	310	1483	2360	176	217
114	0,07	0,77	0,078	0,55	0,078	0,13	0,29	1,56	152	204	860	653	214	118

Как видно из таблицы, глинистая составляющая обогащена благородными металлами и другими элементами-спутниками. Обогащение глинистой части сланца характерно для рения, урана, молибдена и ванадия. Это объясняется более высокой сорбционной емкостью глинистых минералов. Глинистая фракция обогащена платиной и палладием примерно в 2 раза, в сравнении с пробой сланца содержание рения в глинистой части в 3–7 раз больше, чем в пробе.

Коллоидно-водорастворимые формы благородных металлов в черном сланце.

Химические элементы в черносланцевых породах могут находиться в рассеянном виде и быть представлены частицами сверхмалых размеров - менее 1000 нм. Содержание этой фракции варьирует в разных типах месторождений, плохо поддается учету, теряется при анализе и использовании традиционных технологических схем извлечения. В то же время имеются сведения, что редкие и рассеянные элементы естественным образом концентрируются в поровом пространстве породы в несколько раз выше, чем в пробе в целом и выше, чем предел обнаружения аналитическими методами (Суздаев, 2006; Крайнов и др., 2004).

Важные результаты, проливающие свет на проблему форм нахождения благородных металлов и рения в черносланцевых породах, были

получены при выделении из породы так называемых «субмикронных фракций» (Олейникова, Панова, 2011). Под субмикронной фракцией понимается часть пробы, в которой химические элементы находятся в ионной, молекулярной и коллоидной форме с размером частиц 1–1000 нм, которая извлекается водным раствором при специально подобранных условиях.

Эксперименты на пробе с содержанием рения 1,75 г/т и выходе субмикронной фракции из пробы - 1,94 вес. % позволили установить содержание рения в субмикронной фракции 22,6 г/т. Извлечение этого элемента в коллоидно-солевую фракцию составило 25,3 отн. %.

Анализ водных растворов позволяет в максимальной степени реализовать возможности метода ICP MS, поскольку отсутствует негативное влияние на результаты дополнительно вводимых химических реагентов, что приводит к снижению пределов обнаружения элементов. В растворе СМФ содержание петрогенных оксидов значительно ниже, чем в пробе сланца. Это позволяет получать реальные значения микроэлементов без ввода дополнительных поправок. Следствием работы в области реальных концентраций, а не вблизи пределов обнаружения, является высокая воспроизводимость анализа и снижение погрешности определения.

Для благородных металлов и рения коэффициент накопления оказался довольно высоким за исключением серебра (табл.4). Это может свидетельствовать о накоплении серебра в минеральной форме в отличие от БМ и Re.

Таблица 4

Благородные металлы в черных сланцах и их субмикронных, г/т
(Панова и др. 2021)

Элемент	Среднее по Прибалтийскому палеобассейну		Коэффициент накопления (СМФ/ЧС)
	СМФ (n=70)	ЧС (n=70)	
Pt	0,20	0,018	11,2
Pd	4,86	0,654	7,4
Au	0,29	0,034	8,4
Ag	0,91	1,309	0,7
Re	2,1	0,214	9,8

Таким образом, анализ материалов по минералого-геохимическим особенностям углеродистых пород позволяет высказать мнение о содержании золота, серебра, платиноидов и рения в четырех возможных формах, каждая из которых связана сопредельной частью породы: в виде примеси в составе сульфидной минерализации (пирит-марказит, халькопирит, галенит и другие сульфиды), присутствующей в сланцах в виде тонкой примеси, конкреций или сливных сульфидных прослоев; в гли-

нистом веществе, что определяется его высокой сорбционной емкостью; с органическим веществом пород; в составе легкоподвижных (ионных, молекулярной и коллоидной) форм.

О возможной газификации сланцевых и бурых углей Армении.

Большой объем различных сланцевых и бурых углей Армении, как исходное сырье для получения благородных металлов из нетрадиционных материальных ресурсов, определяет актуальность проблемы их рационального использования с комплексным извлечением ценных металлов. В работе С. Г. Айрапетяна и В.А. Мартиросяна (Айрапетян, Мартиросян 2015) предложена схема получения концентрата платиновых металлов путем предварительного обжига, соляно-кислотного выщелачивания и солевого хлорирования угля сланцевого гравиконцентрата, а золота и серебра – средствами тигельной плавки кремнеземистых остатков хлорирования. Нам представляется данная схема не оптимальной:

а) в результате простого сжигания низкосортного бурового угля, энергетический выход достаточно мал.

б) минеральные формы вхождения серебра, платины и золота в уголь на настоящий момент не определены, наиболее вероятно имеет место микро дисперсное распределение микро и нано примесей. При простом сжигании вероятно имеют место большие потери МПП с золой уноса.

Более выгодной представляется схема с газификацией углей и горючих сланцев с получением синтез газа (Шиллинг и др., 1986; Алешина, Сергеев, 2010) который впоследствии используется для энергетики, и дальнейшей переработки зольного остатка по различным технологиям обогащения (Нифантов, 2011).

В процессе высокотемпературной газификации низкосортного угля образуется значительное количество золы, являющейся концентратом редких элементов (кремний, алюминий, цинк, германий, ванадий, свинец и др.). При этом концентрация этих элементов в шлаке может в несколько раз превышать содержание их в исходном угле. С учетом возможности использования такого концентрата эффективность комплекса по переработке угля может значительно повыситься (Потапов, 2003).

Газификация угля – это производство горючего газа (синтез-газа) при термическом разложении угля. Впервые горючий газ из угля получил англичанин Мэрдок в 1792г. при производстве «светильного масла». К 50-м годам XIX века практически во всех крупных и средних городах Европы и Северной Америки действовали газовые заводы для производства отопительного, бытового и светильного газа. Процесс газификации угля был освоен в начале XX-го века в Германии, который впоследствии снабжал энергией весь военный комплекс страны вплоть до 1945 года. В результате получается высокоэнергетический синтез-газ с большим количеством водорода. Теплота сгорания 30-40 МДж/кг.

Таблица 5

Продукты из синтез-газа – Метанол, Водород, Окись углерода, Газ для оксо-синтеза (Технология высокотемпературной газификации по Винклеру).

Окислитель		Кислород и пар	Воздух
Исходное сырье		Низкозольный бурый уголь	Высокозольный бурый уголь
CO	% об.	29.4	20
H ₂	% об.	29.5	15
CO ₂	% об.	18.8	8.1
CH ₂	% об.	4.0	1.7
N ₂ +Ar	% об.	0.5	46.5
H ₂ O	% об.	17.5	8.5
H ₂ S	мкл/л	1,000	1,000
NH ₃	мкл/л	1,500	750

В кратком обзоре Байталова (Байталов, 2017) разобраны различные схемы газификации для различных типов угленосных пород – Производство синтез-газа, Паровой риформинг, Автотермический риформинг (АТР), Комбинированный автотермический риформинг (КАР).

Технологии газификации Uhde основаны на подаче сырья в сухом виде и тем самым позволяют работать на всех видах угля (каменный уголь, бурый уголь, антрацит, высокозольный уголь, уголь с высокой точкой плавления), а также на нефтяном коксе, древесном угле и биомассе (древесина, куриный помет, осадок сточных вод, остатки прессования маслин и т.п.). Дополнительно к основному продукту (синтез-газ) в процессе газификации получают и побочные продукты, имеющие экономическую ценность - шлак, летучая зола, а после последующей очистки газа – элементарная сера или серная кислота (табл.5). Из существующих перспективных новых способов комплексной переработки углей, вероятно стоит так же упомянуть плазменные технологии (Prasad, 2015). Газификация с применением плазменных технологий позволяет получать синтез-газ высокой степени качества из углей любой стадии метаморфизма – от сланцев до антрацитов.

Для отработки методики получения концентрата нами была выбрана схема парового реформинга (Прибатурин, 2010) реализованная в компании ООО «Топливная экологическая компания». Установка ООО «ТЭК» является модифицированной СВЧ излучателями установкой газификации отходов, основным технологическим отличием является использование перегретого СВЧ излучением пара как агента газификации и теплоносителя. Ранее промышленные установки газификации отходов, модифицированные по аналогичным технологиям, на территории Российской Федерации не использовались, зарубежный опыт использования в промыш-

ленности также неизвестен. Установка позволяет обрабатывать образцы в разных температурных режимах от 600 до 1000 С при нормальном атмосферном давлении. Время разложения бурых углей составило 15 -30 минут в зависимости от фракционности (помола). Зольность армянских бурых углей составила 50 -70%. Будет произведено также, микрозондовое исследование образцов с целью определения изменения минеральных фаз и наличия или отсутствия агломерации серебра и золота и других металлов.

Выводы и предложения

1. Черносланцевые формации пользуются широким распространением и значительными объемами на территории Армении, имеют возраст от нижнего триаса до плиоцена и представлены терригенно-карбонатно-угленосными отложениями, бурыми углями, горючими сланцами, битуминозными аргиллитами, песчаниками и известняками.

2. Некоторые черносланцевые формации Армении (Иджеванское месторождение угля, Джерманисское месторождение угля и углистых сланцев, Нор-Аревикское месторождение угля и углистых сланцев, Урцадзорское проявление битуминозных известняков, Хндзорутское проявление битуминозных известняков) обогащены золотом, серебром, рением и платиноидами. Среди элементов-спутников присутствуют Со, Cu, Ni, Mo, Zn, Pb.

3. Необходимо установить макро- и микро- минеральные формы БМ, рения и элементов-спутников для выбора оптимальных методов их извлечения, поскольку возможно обнаружение значительной доли коллоидно-солевых форм химических элементов, извлечение которых потребует комплексного подхода.

4. Необходимо проведение опробования схемы газификации углей и горючих сланцев с получением синтеза с большой долей водорода, с дальнейшей переработки зольного остатка по различным технологиям обогащения для извлечения редких и благородных металлов. В процессе газификации углей вероятно возможен процесс перехода части минеральных форм (в частности коллоидно-солевых и органических форм) в восстановительной водородной атмосфере в чистые металлические формы с последующей агломерацией нано и микро размерных включений.

Литература

- Айрапетян С.Г., Мартirosян В.А. 2015. Изучение возможности извлечения золота и серебра из сланцевых углей Армении. Вестник НПУА. Metallургия, материаловедение, природопользование“. No1.
- Айрапетян С. Г., Мартirosян В.А. 2015.Технология переработки сланцевых и бурых углей Армении содержащих благородные металлы. Вестник ГИУА. Серия „Химические и экологические технологии“. Вып.16, №1.
- Алешина А. С., Сергеев В. В. 2010. Газификация твердого топлива: учебное пособие. – СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 202 с.
- Алоян П.Г., Алоян Г.П. 2003. Платиноиды в промышленных рудах Армении. - Ереван: ГЕОИД, 182с.

- Алоян П.Г., Алоян Г.П.** 2008. Ресурсный потенциал рудного сырья Армении: Благородные и редкие металлы, редкие земли, радиоактивное сырье. Инженер. акад. Армении, Центр охраны недр. Ереван. ГЕОИД, 606с.
- Алоян Г.П., Алоян П.Г.** 2010. Металлоносность Нор-Аревикской свиты Южного Зангезура. Ученые записки ЕГУ. Геология и География. Т. 2, с.3-12.
- Алоян Г.П., Алоян П.Г.** 2012. Металлоносность теригенно-угленосных отложений Джаджурского месторождения и перспективы их использования в качестве сырья многоцелевого назначения. Вестник Инженерной Академии Армении. Т.9, №4, с.
- Аслабян А.Т., Рудзянский Л.А.** 1954. Геологическое строение северной части Ахурян-ского и южной части Гукасянского п-нов в связи с вопросом их угленосности и сланцевосности. 044 Отчет Ленинаканской партии ПРП Треста Кавказугольгеология и Джаджурского отряда ИГН НАН Арм. ССР по работам 1952-1953гг. 2 книги, часть 1, 223 с. и часть 2, 189.
- Байталов Ф., Майер Б.** 2017. Современные научные разработки по технологиям глубокой переработки угля в Германии. <https://dtek.com/content/files/baitalow.pdf>, "Тенденции и перспективы добычи и использования угля в Украине и мире"14 июня. Киев.
- Геология Арм. ССР.** 1966. Неметаллические полезные ископаемые. Том VII. Ереван. 570с.
- Гурская Л. И.** 2000. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 208 с.
- Евдокимов Л. А., Кудинов А. А., Васильев П. Г.** 2007. Металлоносные горючие сланцы — сточник расширения топливно-энергетического баланса и сырьевой базы радиоактивных и редкоземельных металлов // Горный вестник Узбекистана. № 1 (28), с.21–24.
- Енгальчев С. Ю.** 2019. Рениеносность осадочного чехла Восточно-Европейской платформы// Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 359. СПб.: ВСЕГЕИ, 288 с.
- Конов Р. И.** 2006. Наноминералогия золота. СПб.: Delta, 220 с.
- Коробейников А. Ф.** 1999. Комплексные золото-платиноидно-редкометалльные месторождения: условия образования и размещения // Новые идеи в науках о Земле / МГРИ. М., с.103–110.
- Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швеи В. М.** 2004. Геохимия подземных вод. М., Наука, 677с.
- Мартиросян В.А., Айрапетян С.Г., Сасунян М.Э.** 2015. Микроскопические и рентгеноспектральные исследование бурых и горючих сланцев Армении содержащие благородные металлы. Вестник НПУА. Металлургия, материаловедение, природопользование. No2.
- Месропян А.И., Саркисян О.А.** 1956. Твердые горючие полезные ископаемые Армянской ССР. СПС при АН Арм. ССР. Ереван. 209с.
- Нифантов Б. Ф., Потапов В. П., Анфёров Б. А., Кузнецова Л. В.** 2011. Угли Кузбасса: химические элементы-примеси и технологии их извлечения при комплексном освоении месторождений – Кемерово: ИУ СО РАН, – 310 с.
- Нубарян Г.А., Атабекян М.Х. и др.** 1996. Обобщение материалов геолого-разведочных работ, проведенных на Джерманиском м-нии каменного угля с технико-экономическими соображениями о возможном его промышленном значении. 122 с.
- Олейникова Г. А., Кудряшов В. Л., Вялов В. И., Фадин Я. Ю.** 2015. Особенности анализа микроэлементов в бурых углях методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Химия твердого топлива. № 2, с.51–58.
- Олейникова Г. А., Панова Е. Г.** 2011. Геоинформационный ресурс анализа нанодракций горных пород // Литосфера. № 1, с.83–93.
- Панова Е. Г., Енгальчев С. Ю., Фадин Я. Ю., Олейникова Г. А.** 2021. Благородные металлы и рений в черных сланцах Прибалтийского палеобассейна. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 152 с.
- Потапов Б.Б., Пинчук В.А., Порядин М.Б.** 2003. Извлечение микроэлементов при высокотемпературной газификации углей. Металлургическая теплотехника: сборник научных трудов Национальной металлургической академии Украины. – Днепропетровск: НМетАУ. Том 9, с.59–63.
- Прибатурин Н.А., Богомолов А.Р., Алексеев М.В., Шевырёв С.А.** 2010. Конверсия углеродсодержащих материалов в среде высокотемпературного водяного пара / // Вестник КузГТУ. №4, с.89-93.

- Саркисян О.А., Габриелян А.А., Тахтаджян А.Л.** 1958. О возрасте угленосной-сланценовой свиты окрестностей г. Дилижан. ДАН Арм. ССР, т. XXVI, N 3, Ереван.
- Сафронов Н. И.** 1971. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 223 с.
- Смыслов А. А.** 1996. Карта угленосности, сланценоности и геохимической специализации углей и горючих сланцев России с объяснительной запиской. Масштаб 1:10 000 000 // Геологический атлас России. СПб., 202 с.
- Суздаев И. П.** 2006. Нанотехнология. Физикохимия нанокластеров, наноструктур и наноматериалов. М.: КомКнига, 589 с.
- Тараян С.А.** 1942. Нор Аревикское месторождение угля и горючих сланцев. Поисковые и разведочные работы в Мегринском районе Армянской ССР в 1941 году): Отчет Государственного архива Республики Армения № 2048. 37 с.
- Шиллинг Г.Д., Бонн Б., Краус У.** 1986. Газификация угля: пер. с нем. - М., Недра, - 175 с. - (Горное дело. Сырьё. Энергия).
- Шпирт М. Я., Пуанова С. А., Стрижакова Ю. А.** 2007. Микроэлементы горючих и черных сланцев // Химия твердого топлива. № 2, с.68–77.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** 1988. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 272 с.
- Falk H., Lavergren U., Bergback B.** 2006. Metal mobility in alum shale from Oland, Sweden // Journal of Geochemical Exploration, v. 90, p.157–165.
- Han T., Zhu X. Li R., Jiang L., Zhao C., Wang Z.** 2015. Metal sources for the polymetallic Ni–Mo–PGE mineralization in the black shales of the Lower Cambrian Niutitang Formation, South China // Ore Geology Reviews, v. 67, p.158–169.
- Hulbert L. J., Gregoire D. E., Pactung D.** 1992. Sedimentary nickel, zinc and platinum group element mineralization in Devonian black shales at Nick Property, Yukon, Canada: a new deposit type // Explor. Min. Geology v. 1, no. 1, p.39–62.
- Kucha H.** 1984. Palladium minerals in the Zechstein copper deposits in Poland // Chem. Erde. v. 43, p.27–43.
- Parviainen A., Loukola-Ruskeeniemi K.** 2019. Environmental impact of mineralised black shales// Earth-Science Reviews v. 192, p.65–90.
- Prasad G., Maiti R.N., Mandowara A.** 2015. Превращение высокосольного угля в жидкие топлива // Нефтегазовые технологии. - N 2, с.73-79. inetec.ru/ru/innovatsii/item/32-1.
- Schieber J.** 1994. Evidence for high-energy events and shallow water deposition in the Chattanooga Shale, Devonian, central Tennessee, USA // Sedimentary Geology, v. 93, p.193-208.
- Young S. A., Loukola-Ruskeeniemi K., Pratt L. M.** 2013. Reactions of hydrothermal solutions with organic matter in paleoproterozoic black shales at Talvivaara, Finland. Evidence from multiple sulfur isotopes // Earth and Planetary Science Letters. v. 367, p. 1–14.
- Yu B., Dong H., Widom E., Chen J., Lin C.** 2009. Geochemistry of basal Cambrian black shales and cherts from Northern Tarim Basin, Northwest China: Implications for depositional setting and tectonic history // Journal of Asian Earth Sciences. v. 34, p.418–436.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԵՎ ԹԵՐԹԱՔԱՐԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ՇԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ. ՄԵՏԱՂԱԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆ, ԳԱԶԱՖԻԿԱՑՈՒՄ ԵՎ ՆՈՐ ՏԵԽՆՈԼՈԳԻԱՆԵՐ

**Հովհաննիսյան Ա.Ե., Պանովա Ե.Գ., Օնուկն Ի.Ս., Առաքելյան Դ.Գ.,
Միրադեղյան Վ.Վ., Չերնովա Ի.Գ.**

Ամփոփում

Համաշխարհային շուկայում նավթի և գազի սակավությունը ստիպել է շատ երկրների էներգիայի նոր աղբյուրներ փնտրել: Մեծացել է ուշադրությունը պինդ վառելիքի, այդ թվում՝ այրվող թերթաքարերի վրա, որոնց պաշարները հայտնի են ավելի քան 80 երկրների տարածքներում և զգալիորեն գերազանցում են հեղուկ ածխաջրածինների,

միասին վերցրած, բոլոր հայտնի պաշարները: Հայաստանի տարածքում հայտնի են քարածխի և այրվող թերթաքարերի մոտ 50 հանքավայրեր և հանքերակումներ: Դրանք տեղաբաշխված են հյուսիս-արևմուտքից հարավ-արևելք ձգվող երկու գոտիներով. դրանցից մեկն անցնում է Հայաստանի հյուսիսով, մյուսը՝ հարավով:

ON THE PERSPECTIVES OF THE BLACK-SHALE FORMATIONS OF ARMENIA: ORE BEARING CAPACITY, GASIFICATION AND NEW TECHNOLOGIES

**Hovhannisyan A.E., Panova E.G., Okunev I.S., Arakelyan D.G.,
Siradeghyan V.V., Chernova I.G.**

Abstract

The shortage of oil and gas in the world market has forced many countries to look for new sources of energy. Attention has increased to solid fuels, including oil shale, the reserves of which are available on the territory of more than 80 countries and significantly exceed the known reserves of liquid hydrocarbons taken together. About 50 deposits and manifestations of coal and oil shale are known on the territory of Armenia. They have two belts, elongated in the direction from the northwest to the southeast; one of them is located in the north, the other - in the south of Armenia.

**Եվս մեկ անգամ Երևանյան և հարակից ակտիվ խզվածքների
գոյության խնդրի շուրջ**

Հարությունյան Ռ.Ա.

DOI: 10.54503/0515-961X-2022.75.2-65

ԳԱԱ Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտ
0019, Երևան, Մարշալ Բաղրամյանի պող. 24ա,
Հայաստանի Հանրապետություն
e-mail: roubenhar@web.am
Հանձնված է հրատարակչություն 09.02.22

Հոդվածում, հիմնվելով Երևանյան խորքային խզվածքի գոյության վարկածի հիմքում ընկած պատկերացումների և նրա երկարամյա ուսումնասիրությունների արդյունքների վերլուծությունների վրա, ցույց է տրված, որ ակադեմիկոս Ա.Ասլանյանի կողմից 1955 թ. առաջարկված և մինչ օրս չհերքված գիտավարկածը, թե Երևանյան և Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքները, հանդիսանում են Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքի արևելյան ճուղեր և նրանց հետ են կապված Փոքր Կովկասի բոլոր աղետալի երկրաշարժերի օջախները, իրականությունը չի համապատասխանում:

Հիմնաբառերը՝ խորքային խզվածք, ակտիվ խզվածք, սխալ գիտավարկած:

«...հաճախակի որպես խորքային խզվածքներ նկարագրվում են այնպիսի կառույցներ, որոնք ունեն այլ ծագման բնություն: Մի շարք մասնագետներ խորքային խզվածքների հետ են կապում ինտրուզիաները, ինչը միշտ չէ որ ճիշտ է: Մյուսները կտրվածքների բոլոր կտրուկ փոփոխություններն են բացատրում խորքային խզվածքների առկայությամբ: Հնարավոր է այդ միտումից զերծ չի մնացել և այս աշխատանքի հեղինակը:»

Ա.Ասլանյան (1958)

Նախաբան

Երևանյան և նրան հարակից խորքային խզվածքները առաջինը մատնանշել է Ա.Ասլանյանը (Асланян, 1955, 1958), ելնելով տարածաշրջանի գեոսինկլինալային զարգացման պատկերացումներից: Համաձայն այդ պատկերացումների խորքային խզվածքները իրենց չափերով մոլորակային մասշտաբի կառույցներ են, որոնք ունեն եկարատն (միլիոնավոր տարիների) զարգացում և անընդմեջ (պերմանենտ) ակտիվ են մինչ օրս: Կարծիք է հայտնվում, որ Երևանյան և

հարակից խորքային խզվածքների ակտիվությունը փաստվում է ըստ հետևյալ պատկերացման՝ Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքի (ՀԱԱԽ) արևելյան ճյուղերից երկուսը հասնում է մինչև ՀՀ արևմտյան սահմանը՝ Ախուրյան գետ, և հատում են այն Տեկոր գետի գետաբերանի և Անի քաղաքի ավերակների մոտ: Մասնավորապես, Երևանյան խորքային խզվածքը (ԵԽԽ), հատում է հանրապետության տարածքը՝ Տեկորի գետաբերան-Դվին-Ջուլֆա հետագծով, անցնում է Իրանի տարածք Թավրիզի ուղղությամբ:

Այս աշխատանքի հիմնական նպատակն է պարզել՝ արդյոք իրականում ՀՀ տարածքով անցնում են ՀԱԱԽ արևելյան ճյուղերը, որոնց հետ, ըստ Ա.Ասլանյանի (Асланян и др. 1975), կապված են «...Փոքր Կովկասի բոլոր աղետալի երկրաշարժերի օջախները...»:

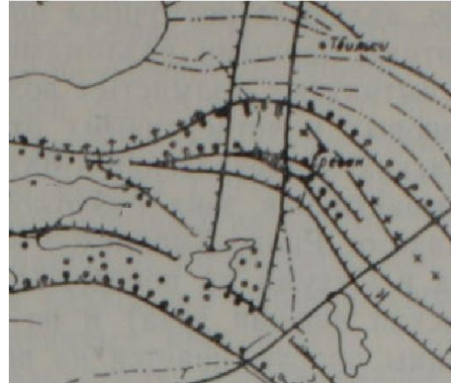
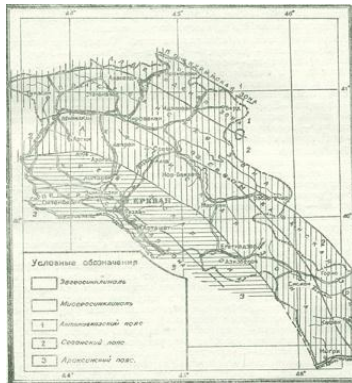
Քանի որ Երևանյան խզվածքը իր դիրքի շնորհիվ՝ Հայաստանի մայրաքաղաքին և Հայկական ատոմային էլեկտրակայանին (ՀԱԷԿ) մերձակայությունը, անհամեմատ մեծ ուշադրության է արժանացել և ավելի մանրամասն է հետազոտվել նրա երկրաշարժավտանգությունը, այն կլինի մեր ուշադրության կենտրոնում նույնպես: Այստեղ արժե նշել, որ վերջին 30 տարիների ընթացքում Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքը հիշատակված է Համացանցում եղած գիտական հոդվածներում միայն մի քանի անգամ (օրինակ՝ Симомян, 1994, <http://ysu.am/files/17-1480574630-.pdf>; Аванесян, Саркисян, 1999, <http://ysu.am/files/20-1433937093-.pdf>, 2004, <http://ysu.am/files/1-1410504360-.pdf>; Байрамян, 2013, http://ysu.am/files/UGY_65-1_118-121.pdf):

Երևանյան խորքային խզվածքի գոյության վարկածի հիմքում դրված պատկերացումները

Ինչպես արդեն նշել ենք, ԵԽԽ գոյության գաղափարը պատկանում է ակադեմիկոս Ա.Ասլանյանին (Асланян, 1955, 1958), ով հիմնվելով տարածաշրջանի գեոսինկլինալային զարգացման և կոնտրակցիոն գիտավարկածի (<http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1177935>) պատկերացումների վրա, առաջարկել է նրա հետագիծը: Ըստ գեոսինկլինալային տեսության դրույթների Հայկական լեռնաշխարհը համարվում է օրոտոգեոսինկլինալ, որը իր հերթին, ելնելով երկրաբանական առանձնահատկություններից, բաժանվում է երկու գոտու՝ էվգեոսինկլինալային և միոգեոսինկլինալային: Այս գոտիները իրենց հերթին բաժանվում են ենթագոտիների, նրանք բոլորը սահմանազատվում են կորած խորքային խզվածքներով (Նկար 1Ա), որոնց հիմնական հատկանիշը հանդիսանում է խզվածքի երկու թևերի երկրաբանական կտրվածքների հզորությունների տարբերությունը:

Էվգեոսինկլինալային և միոգեոսինկլինալային գոտիների միջև սահման է հանդիսանում Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքը, որը ձգվում է՝ պատմական Անի քաղաք – Արագած լեռ – Ալափարս –

Մաղմաղան լեռ – Եղեգնաձոր – Վայք – Օրդուբադ ուղղությամբ: Ա.Ասլանյան նշում է, որ այս խզվածքի երկայնքով խորքային խզումների մասին վկայող անվիճելի տվյալներ չկան և պետք է դատենք հիմնվելով անուղղակի տվյալների վրա:



Ա

ա Գ Բ

Բ

Նկ.1. Ա. Հայկական ՍՍՀ տարածքի տեկտոնական շրջանացման գծապատկերը (Ասլանյան, 1958): Գոտիները. ա – էվգենոսինկլինալային, Բ – միոգենոսինկլինալային:

Նկ.1 Բ. Հյուսիս-Անատոլիական խզվածքի ենթադրյալ ճյուղավորումը Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում (Գաբրիելյան, 1989):

Միոգենոսինկլինալային գոտու հյուսիսային մասը առանձնացվել է որպես Երևանի մեգասինկլինալային ենթագոտի, որը սահմանազատվում է հյուսիսից ու հյուսիս-արևելքից Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքով, իսկ հարավ և հարավ-արևմուտքից Երևանյան խորքային խզվածքով, որի հետագիծը տարվում է Տեկոր գետի գետաբերան – Կարմրաշեն – Աղավնատուն – Փարաքար – Դվին – Վեդի – Արփա – Ջազիր – Ջուլֆա ուղղությամբ: Ա.Ասլանյանը համոզմունք է հայտնում, որ «խորքային խզվածքների բացահայտման համար անհրաժեշտ հատկանիշները, այս գոտում արտահայտված են դասականորեն՝ մեգոգոյան և երրորդական հասակի ապարների հզորությունները խզվածքի գոտուց հարավ, համեմատած հյուսիսային կողմի հետ չնչին հզորություն ունեն, կտրվածքները լրիվ չեն...»:

«Արևմուտքում դիտարկվող խզվածքը թաքնված է երիտասարդ լավաների տակ և նշմարվում է միայն ծանրաչափական տվյալներով, սակայն կասկածից վեր է, որ այն պատկանում է հյուսիսային Անատոլիայի վարնետքային գոտուն, որը ձգվում է, ըստ արտասահմանյան երկրաբանների, Մարմարա ծովից մինչև Ախուրյանի գետաբերանը, Արարատյան իջվածքի արևմտյան մասում: Այսպիսով, Հայաստանի և Նախիջևանի տարածքների երկրաբանական տվյալներից ելնելով, խորքային խզվածքի երկարությունը կազմում է մոտ 2000 կմ: Հնարավոր է, այն շարունակվում է Ջուլֆայից դեպի Թավրիզ ուղղությամբ:» (Ասլանյան, 1958):

Երկու տասնյակ տարիներ հետո, Ա.Ասլանյանը մնում է նույն կարծիքին՝ «ԵԽԽ-ն հետագծվում է դեպի հարավ-արևելք Ջուլֆա-Թավրիզ-Ղազվին հետագծով, իսկ դեպի արևմուտք ձգվում է դեպի Էրզրում (Կարին) - Երզնկա, որտեղ միանում է Տրոմայի հայտնի գծին, որը ձգվում է դեպի Մարմարա ծով: Անատոլիայի, Փոքր Կովկասի և Իրանի բոլոր աղետալի երկրաշարժերի օջախները կապված են նշված խզվածքի հետ» (Асланян и др. 1975):

Նույն ժամանակում իր կարծիքը ԵԽԽ-ի մասին, առանց նշելու այդ անվանումը, հայտնեց նաև Ա.Գաբրիելյանը (Габриелян, 1959), ով դիտարկում է Արաքսյան միջլեռնային ճկվածքը հյուսիս – հյուսիս-արևելքից սահմանագծող Արաքսյան խորքային խզվածքը, առանձնացնելով այն ըստ թևերում կտրվածքների ակնառու տարբերության, հրաբուխների և հանքային ջրերի աղբյուրների դասավորության: Կենտրոնում խզվածքը հայտանշվում է բյուրեղային հիմքի Փարաքար-Ենգիջա (Նորաբաղ) ելուստով: Խզվածքի հարավ – հարավ-արևելյան շարունակության վրա նշվում են հանքային աղբյուրներ և տրավերտինի դաշտներ: «Ինչ վերաբերվում է նկարագրվող Արաքսյան խզվածքի արևմտյան շարունակությանը, ապա այդ խնդրի լուծման համար հստակ տվյալներ չկան: Կարելի է միայն ենթադրել նրա հավանական արևմտյան շարունակությունը Արագած լեռան հարավային ստորոտով, ինչի մասին անուղղակի վկայում են խզվածքի վրա տեղադրված հրաբուխները»:

Հետագայում Ա.Գաբրիելյանը ընդունում է, որ ԵԽԽ-ի գոտին ձգվում է Տեկորի գետաբերան – Աղավնաստուն – Փարաքար – Վեդի ուղղությունով մինչև Ուրցի լեռնաշղթայի ստորոտը (Габриелян и др., 1981), իսկ արևմուտքում հանդիսանում է Հյուսիս-Անատոլիական խզվածքի ճյուղերից մեկը (Габриелян, 1989) (նկ.1Բ):

Այսպիսով, գետինկլինալային տեսության դրույթների հիման վրա ԵԽԽ-ի գոյության վարկածի 1955թ. առաջադրումից հետո անցած համարյա 40 տարիների ընթացքում՝ դեռևս 90-ականներին (Габриелян, 1989), հայ երկրաբանների մոտ ձևավավորվել էր.

Կարծիք 1 – ԵԽԽ-ն հանդիսանում է Մարմարա ծովից, Հայաստանի տարածքով դեպի Իրան, ավելի քան 2000 կմ ձգվող, Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքի ճյուղերից մեկը, որը, սկիզբ առնելով Երզնկայի մոտակայքում, անցնում է Կարս-Կարինի սարահարթով, ապա ՀՀ տարածքով՝ Տեկորի գետաբերան – Փարաքար – Վեդի ուղղությունով մինչև Ուրցի լեռնաշղթայի ստորոտը ըստ Ա.Գաբրիելյանի (Габриелян и др., 1981) և մինչև Ջուլֆա ըստ Ա.Ասլանյանի (Асланян, 1958):

ԵԽԽ-ի գոյությունը ՀՀ տարածքում հիմնավորվում էր նրա թևերի երկրաբանական կտրվածքների մեծ տարբերությամբ, խզվածքի գոտում Փարաքարի ելուստի, հրաբուխների, աղբյուրների և աղետալի երկրաշարժերի օջախների առկայությամբ:

Երևանյան խորքային խզվածքի արտահայտվածությունը ՀՀ տարածքում

Տարածաշրջանի տեկտոնական կառուցվածքի ուսումնասիրությունների նոր ժամանակաշրջան սկսվեց Սպիտակի 1988թ. աղետալի երկրաշարժից հետո:

Այդ ժամանակ առավել հետևողական բարձրացվում էր ՀԱԷԿ-ի անվտանգության խնդիրը և քանի որ նրա շրջանով էր տարվում ԵՖՄ-ն հետազոտելու, ապա պարբերաբար անցկացվող միջազգային հետազոտությունները ներառում էին նաև ԵՖՄ-ի հնարավոր ազդեցության հարցը: Կասկած չկար, որ հազարավոր կիլոմետր երկարությամբ, հարյուրավոր կիլոմետր խորությամբ և միլիոնավոր տարի գոյություն ունեցող խորքային ակտիվ խզվածքը պետք է որ արտահայտվեր մակերևութին:

1994-2006 թվականներին կատարվել են ատոմակայանից 100 - 150 կմ շառավղով տարածքի հինգ ուսումնասիրություն և ԵՖՄ-ի գոյության մասին միանշանակ եզրակացության չեն եկել (Karakhanian A. et al., 2011):

1994թ. «Հայկեներգոսեյսմոնախագիծ» կազմակերպության, «Սեյսմիկ պաշտպանության ազգային ծառայության» (ՍՊԱԾ) մասնակցությամբ, կատարված ուսումնասիրությունների արդյունքում (Арутюнян Р. и др. Исследование воздействия исторических..., 1994).

- հաստատվել է, որ ԵՖՄ-ն չունի մակերևութի վրա որևէ արտահայտություն,
- պարզվել է, որ ԵՖՄ-ի արևմտյան թևի հետ կապվող երկրաշարժերից 972 թ. Առուձի երկրաշարժը, որը համարվում էր Զվարթնոցի ավերման պատճառ, կեղծ դեպք է (Haroutiunian R. et al. 1997), իսկ 1916 թ. Հոկտեմբերյանի (Սարդարապատի) երկրաշարժի վերկենտրոնը գտնվում է շատ ավելի հարավ Իգդիրի շրջակայքում,
- ԵՖՄ-ի գոյությունը չի ընդունվել, սակայն չնայած դրան, համաձայն Ա.Կարախանյանի (Karakhanian A. et al., 2011), ՍՊԱԾ-ը ԵՖՄ-ի գոյությունը անվիճելի է համարել (Доизучение сейсмических условий..., 1995):

1999թ. ՍՊԱԾ-ը դիտարկել է ԵՖՄ-ն, որպես ՀԱԷԿ-ին սպառնացող ակտիվ խզվածք (Balassanian S. et al., 1999):

2001թ. ՍՊԱԾ-ը ԵՖՄ-ի ներուժը գնահատել է $M_{max}=6,5$ և կասկածելի է համարել ԵՖՄ-ի արևմտյան թևը (Balassanian S. et al., 2001):

2004թ. «Գեոոիսկ» ընկերությունը դիտարկել է Փարաքար-Դվին-Նախիջևան ցնցումնաձին կառույցը՝ $M_{max}=6,8$ երկրաշարժերի ներուժով (Karakhanian A. et al., 2004):

2006թ. «Enconet» ընկերությունը, «Գեոոիսկ»-ի հետ համատեղ, հիմնվելով ԵՖՄ-ի գոյության փաստի վրա: ԵՖՄ-ի արտահայտություն են համարել բյուրեղային հիմքի Փարաքարի էլուստը սահմանագա-

տող ենթադրյալ խզվածքները (Aspinall W. et al., 2007):

2009-10թթ. կատարվել է ՀԱԷԿ-ի շրջանի 6-րդ հետազոտությունը ՆորԱտոմ-2011 ծրագրով (դաշտային աշխատանքներ, մինչ այդ ստացված տվյալների քննություն): Արդյունքում հանգել են հետևյալ եզրակացություններին (Karakhanian A. et al., 2010, 2011).

1. ԵՆԽ-ի արևելյան շարունակությունը հաստատող հստակ հատկանիշներ չկան: Վերին ԴՎին գյուղից արևելք կան վրաշարժեր, որոնց տարածումը արևելք-արևմուտք է, այսինքն նրանք հատում են ԵՆԽ-ի ուղեգիծը և ըստ այդմ չեն կարող համարվել այդ խզվածքի մաս:
2. ԵՆԽ-ի արևմտյան շարունակությունը արտահայտված չէ մակերևույթին և շատ հավանական է, որ այն ակտիվ չի եղել ամբողջ պլիոցեն-չորրորդական ժամանակաշրջանում, երբ այդ տարածքը ծածկվում էր լավաներով:
3. Միակ երկրաբանական կառույցը, որը անվերապահորեն նշվում է, որպես ԵՆԽ-ի մաս՝ բյուրեղային հիմքի Փարաքար-Նորաբացի ելուստն է: Այն բացահայտվել էր, հիմնվելով ծանրաչափական հետազոտությունների արդյունքների վրա, որոնք հաստատվել էին հորատման աշխատանքներով (Асланян, 1958; Габриелян, 1959): Այդ ելուստը, որը նկարագրվում էր կտրուկ՝ ուղղահայացին մոտ, սահմաններով, համարվել էր խորքային խզվածքի արտահայտություն՝ հորստ, որը սահմանազատվում է երկու գուգահեռ խզվածքներով՝ հյուսիս-արևելքից ԵՆԽ-ով, իսկ հարավ-արևմուտքից Էջմիածնի խզվածքով (Габриелян, 1959, Габриелян и др., 1981): Ըստ Գ.Սիմոնյանի (Симонян, 1969) «...ելուստը գտնվում է բարձրացման փուլում, ընդորում նրա արագությունը գերազանցում է նստվաքքալուտակման թափը»:

Սակայն ելուստի լրացուցիչ ուսումնասիրությունները (Karakhanian A. et al., 2010, 2011) տվել են հետևյալ արդյունքները և հարուցել նոր առաջարկներ.

- Ելուստը հատող երկրաբանական կտրվածքի վերակառուցումը, ըստ բյուրեղային հիմքի մակերեսին հասնող հորատանցքերի, ցույց է տվել, որ Փարաքարի ելուստը իրականում ոչ թե կտրուկ սահմաններով հորստ է, այլ փոքրաթեք ալիքաձև բարձրացում: Այն ունի 18 կմ երկարություն և եթե հաշվի առնենք դեպի հարավ-արևելք աննշան բարձրությամբ նրա ենթադրելի շարունակությունը, ապա ընդհանուր երկարությունը կկազմի 30 կմ: Ելուստի իրական տեսքի աղավաղումը կապված է եղել նախնական կտրվածքում ուղղահայաց մասշտաբի հնգապատիկ (!) մեծացման հետ, ինչը կատարվել էր, հավանաբար, ելուստը ավելի ցցուն ներկայացնելու նպատակով:
- Դաշտային ուսումնասիրությունների արդյունքում պարզվել է, որ Փարաքար գյուղի քարհանքում գլաքարերի 6 մետրանոց

շերտում եղած 1,2 մետրանոց վարնետները ակտիվ են եղել մինչ վերին պլիոցեն, երբ գլաքարերի շերտը ծածկվել է լավաներով:

- GPS ցանցի տվյալները չեն արձանագրել որևէ շարժում Փարաքարի ելուստի շրջակայքում:
- Այնուհանդերձ, չնայած Փարաքարի ելուստի երկայնքով մակերևույթի վրա տեկտոնական ակտիվության հետքեր գտնված չեն, չի կարելի բացառել, որ ելուստը սահմանազատող ենթադրյալ խզումները կույր են և նրանց ակտիվությունը չի արտահայտվել մակերևույթին:
- Հետայսու բյուրեղային հիմքի Փարաքարի ելուստը կոչելու ենք՝ Երևանյան:
- Ելնելով պահպանողական սկզբունքից, սեյսմատեկտոնական մոդելի հետագա կիրառման ժամանակ կարելի է ընդունել, որ Երևանյան ելուստը երկու կողմերից սահմանազատվում է խզումներով: Նույն սկզբունքից ելնելով, չնայած ելուստի արևելյան թևը թույլ է արտահայտված, զույգ խզումների երկարությունը ընդունել 30 կմ:

Փաստորեն ցույց տալով, որ ՀՀ տարածքում Եմխ-ի արևմտյան և արևելյան թևերը հիմնավորված չեն, հեղինակները (Karakhanian A. et al. 2010, 2011) ուշադրությունը սևեռում են բյուրեղային հիմքի Փարաքարի ելուստի վրա: Եվ չնայած իրենց իսկ պարզաբանումները խիստ կասկածելի են դարձնում, եթե չասենք հերքում են ելուստի հորստանմանությունը, ելնելով պահպանողականության սկզբունքից, մնում են Եմխ-ի գոյության ծիրում՝ Փարաքարի ալիքաձև ելուստը համարվում է հորստ, և վերանվանելով այն Երևանի անունով (?!), այն սահմանազատող ենթադրյալ կույր խզվածքները, որոնց իրականությունը և ակտիվությունը հաստատված չէ, համարում են Երևանյան խորքային խզվածքի արտահայտություն:

Այսպիսով, վերջին 25 տարիների ընթացքում կատարված 6 հետազոտությունների արդյունքում, մեզանում գերիշխում է հետևյալ կարծիքը (Aspinall W. et al. 2007; Karakhanian A. et al. 2010, 2011; Басанян 2018).

Կարծիք 2 – ՀՀ տարածքում Եմխ է համարվում Փարաքարի՝ Երևանյան վերանվանված, ելուստը սահմանազոծող ենթադրյալ զույգ խզվածքները, որոնց երկարությունը 30 կմ է:

Այս կարծիքը, խզվածքի գոյության ստույգ փաստարկների բացակայության պարագայում, ընդունված է ելնելով պահպանողական սկզբունքից: Սակայն երկու-երեք տասնյակ կիլոմետր երկարությամբ և համապատասխան խորությամբ կառույցը վստահաբար չի կարող լինել «մոլորակային մասշտաբի տեկտոնական կառույց»: Եվ ըստ իս, իմաստ չունեն անվանափոխել Փարաքարի ելուստը Երևանյան անունով – ավելի տրամաբանական կլինեք Երևանյան խզվածքը, եթե այն սահմանազատում է միայն այդ ելուստը, վերանվանել Փարաքարի անունով:

Նշենք, որ մեր խնդրի լուծման տեսակետից, առավել ուշագրավ է այն պնդումը, որ ելուստի հետվերինպլիոցենյան և ժամանակակից ակտիվության որևէ նշան չկա:

Կարս-Կարին սարահարթում Երևանյան խզվածքի ենթադրելի արևմտյան թևի հնարավոր արտահայտվածության մասին

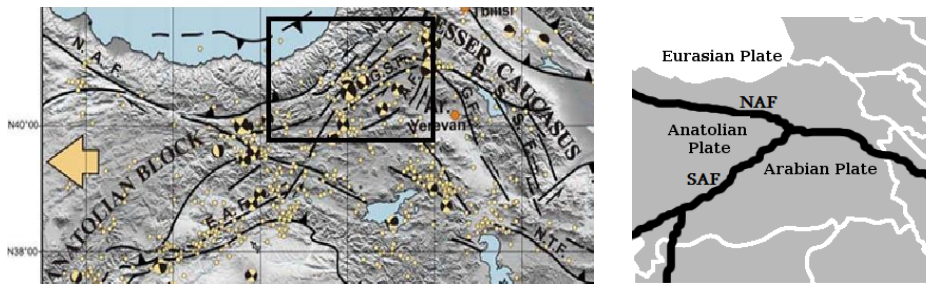
ԵՖՄ-ի գոյության վարկածի առաջադրումից հետո հիմնական ուշադրությունը բևեռված է եղել ՀՀ տարածքում նրա մակերևույթային արտահայտությունների բացահայտմանը: Մակայն բացի Փարաքարի ելուստը, որը ըստ իս, անհիմն կերպով ներկայացվում է որպես հորստ, խզվածքի գոյության այլ փաստարկ չի գտնվել:

Մինչ օրս մոռացության էր մատնվել այն հանգամանքը, որ ըստ Ա.Ասլանյանի Երևանյան խորքային խզվածքը սկիզբ է առնում Երզնկայի մոտակայքից և անցնում է մինչև ՀՀ սահմանը Կարս-Կարինի սարահարթով (Асланян, 1958). «Մատնացույց արված երեք խորքային խզվածքները (*Անի-Օրդուբադի, Երևանյան և Արարատի*¹ – Ռ.Հ.) հետևվում են արևմտյան ուղղությամբ մինչ Երզնկայի շրջակայքը, որտեղ կցվում են հայտնի Հյուսիս-Անատոլիական վարնետքային գոտուն, որը ձգվում է 1400կմ մինչև Մարմարա ծով և ամբողջ երկայնքով բնորոշվում է բազմաթիվ ավերիչ և ավելի հզոր երկրաշարժերով: Երևանյան խզվածքի գոտում՝ Երզնկայի և Երևանի միջակայքում՝ Էրզրումում (Կարինում), տեղի են ունեցել ավերիչ երկրաշարժեր՝ 8 – 9 բալ ուժգնությամբ, 1712, 1766, 1790, 1859, 1868 ու 1924 թվականներին»:

Քանի որ, ՀՀ տարածքում ԵՖՄ-ն որևէ կերպ արտահայտված չէ, տրամաբանական է դիտարկել նրա հետագծի հնարավոր արտահայտությունները դեպի արևմուտք՝ Տեկորի գետաբերանից Կարս-Կարին սարահարթի վրայով մինչև Երզնկա:

Ըստ ԵՖՄ-ի գոյության վարկածի, Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքը (ՀԱԱԽ) Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիս-արևմտյան մասում ճյուղավորվում է և նրա ճյուղերից մեկը Երևանյան խզվածքը, անցնելով Երզնկա-Կարին ուղղությամբ, հասնում է Հայաստանի սահմանը Տեկոր գետի գետաբերանով (Նկար 1): Նմանապես, մյուս ճյուղը՝ Անի-Օրդուբադի խզվածքը, նույնպես ընթանալով արևմուտք-արևելք ուղղությամբ, հասնում է Հայաստանի սահմանը Անի քաղաքի ավերակների մոտ:

¹ «Արարատի խզվածքը ձգվում է Հայկական պար լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջով: Այն դեպի արևելք ծածկվում է Մասիսի լավաներով, իսկ դեպի արևմուտք հետևվում է Ալաշկերտից հյուսիս-արևելք և ապա Խնուսից հյուսիս» (Асланян, 1958):



Ա

Բ

Նկ.2. Հայկական լեռնաշխարհի ակտիվ խզվածքները. Ա - քարտեզը (Avagyan et al. 2005) և Բ - գծանկարը (https://www.wikiwand.com/en/Geology_of_Turkey): Սև քառանկյունը ներգրավում է Կարին-Կարս սարահարթի ակտիվ խզվածքները: Նշումներ. N.A.F. – Հյուսիս-Անատոլիական; A.F. – Ախուրյանի; G.F. – Գառնու; G.S.F. – Ժելտառեչկա-Սարիղամիշի; P.S.S.F – Փամբակ-Սևան-Սյաունիքի N.T.F. – Հյուսիս-Թավրիզի խզվածք:

Սակայն, ըստ արդի տվյալների, Կարս-Կարին սարահարթի վրա տեկտոնական խզվածքները ունեն ոչ թե արևմուտք-արևելք, այլ բա-բացառապես հյուսիս-արևելյան ուղղվածություն (նկ.2Ա): Նրանցից առավել արևելյանը Ախուրյանի ակտիվ խզվածքն է, որի հետ են ներկայումս կապվում Գյումրու 1926 թ. և Անի քաղաքը վնասած պատմական երկրաշարժերը:

Այսպիսով մեր մոտ ձևավորվում է.

Կարծիք 3 – Իրականում Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքը Երզնկայի մոտից չի թեքվում արևմուտք-արևելք ուղղությամբ դեպի ՀՀ սահման, այլ շարունակում է իր հարավ-արևելյան ուղղվածության ընթացքը դեպի Վանա լիճ (նկ.2):

Համաձայն այս կարծիքի ՀՀ տարածքով անցկացվող Երևանյան և Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքները չեն կարող հանդիսանալ ՀԱԱԽ-ի ճուղեր:

Վերլուծություն

Երևանյան և Անի-Օրդուբադի խզվածքները ի սկզբանե Ա.Ասլանյանի կողմից առաջադրվել են որպես խորքային խզվածքներ: Ներկայումս հանրագիտարանային ճշտմարտություն է, որ «խորքային խզվածք» եզրույթը պատմական գեոտեկտոնիկայի հիմնական հասկացողություններից մեկն է եղել ֆիկսիզմի գերիշխության ժամանակաշրջանում (<https://bigenc.ru/geology/text/2364929>):

20-րդ դարի վերջում, երբ ավելի ընդունելի ընկալվեցին մոբիլիզմի դրույթները, հաստատվեց, որ երկրակեղևի երկրաբանորեն կտրուկ տարբերվող մասերի խզվածքային սահմանները գլխավորապես գոյանում են մեծալայնույթ հորիզոնական տեղաշարժերի հետևանքով և այդ իսկ պատճառով «խորքային խզվածք» եզրույթը կորցրել է իր սկզբնական նշանակությունը: Ներկայումս այդ հասկացողությունը առավել համապատասխանում է «խորքային կարային գոտի» հաս-

կացողությանը, որպես երկրակեղևի խոշոր հատվածների բախման գոտի (https://www.vsegei.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=46015):

Այստեղ ուշագրավ է, որ «խորքային կարային գոտի» հասկացողությունը, ի տարբերություն «խորքային խզվածք» հասկացողության, չի ենթադրում իր կազմում ակտիվ խզվածքների հարատև գոյությունը:

Տարածքի խորքային խզվածքների գծապատկերի մասին: Հռչվածում քննարկվող ՀՀ տարածքի խորքային խզվածքների գծապատկերը (նկ.1 Ա) առաջարկվել է Ա.Ասլանյանի կողմից: Աչքի է զարնում, որ խզվածքները զուգահեռ են Փոքր Կովկասի կառույցին և նրանց հետավորությունը իրարից զարմանալիորեն հավասարաչափ է: Կարելի էր կարծել, որ այդ գծապատկերը կազմվել է հիմնվելով երկրաբանական դաշտային հետազոտությունների արդյունքների վրա. խզվածքների թևերում կտրվածքների կտրուկ տարբերությունները, հրաբուխների, աղբյուրների և ներծայթուկների (ինտրուզիաների) տեղադրությունը, նաև հաշվի առնելով ավերիչ երկրաշարժերի օջախների դիրքերը: Մակայն հեղինակը նշում է, որ օրինակ Անի-Օրդուբադի խզվածքը տարվում է մոտավորապես հենվելով երկրորդական հատկությունների վրա, Արարատի խզվածքը անցկացվում է ենթադրաբար, իսկ վստահ անցկացվող Երևանյան խզվածքը, որը արտահայտված է «դասականորեն» թևերում կտրվածքների կտրուկ տարբերությամբ, ինչպես ցույց տվեցին հետագա մանրակրկիտ հետազոտությունները, որն է կերպ չի նշմարվում մակերևույթին:

Տպավորությունը այն է, որ Ա.Ասլանյանը Փոքր Կովկասի կառույցին զուգահեռ կորածն խզվածքները (նկ.1 Ա) անցկացրել է առաջին հերթին առաջնորդվելով կոնտրակցիոն գիտավարկածի պատկերացումներով և համապատասխան հաշվարկով: Ըստ այդ տեսության կորածն երկրաբանական կառույցների առաջացումը բացատրվում է երկրակեղևի բոլորածնությամբ: Քանի որ. «Առանձնական հիմք ունեցող սֆերիկ պատյանի սեփական քաշի տակ ճկվելը կարող է առաջացնել միայն այդպիսի կառույցներ, որովհետև նրանց առանցքները դուրս են Երկրագնդի մեծ շրջանագծերից, այլապես այդ ճկումը կպահանջեր ձևախախտման մաքսիմալ էներգիա» (Асланян, 1958): Ելնելով սրանից և ընդունելով, որ Փոքր Կովկասի մեզաանտիկլինորիումի լայնությունը մոտավորապես կազմում է 180-190կմ, այն բաժանվել է 3 օրոտեկտոնական գոտու, որոնցից յուրաքանչյուրը ունի 60-70կմ լայնություն: Սրանք իրենց հերթին բաժանվել են ավելի նեղ գոտիների, որոնց լայնությունը կազմում է 30-35կմ և բոլոր այս գոտիները սահմանագծվում են խորքային խզվածքներով: Ստանալով կորածն խորքային խզվածքների այս մաթեմատիկորեն հաշվարկված գծանկարը, հաջորդիվ այդ գծերի մերձակայքում որոնվել են խորքային խզվածքը վկայող երկրաբանական հայտանիշեր:

Ա.Ասլանյանը նշում է. «խորքային խզվածքների հայտանիշերը նկատվել են Հայաստանի շատ շրջաններում, սակայն այժմ առավել

կամ պակաս ստույգությամբ կարելի է խոսել միայն չորս ռեգիոնալ խորքային խզվածքի մասին², որոնք նաև հանդիսանում են տեկտոնական գոտիների սահմաններ» (Асланян, 1958):

Ելնելով այն փաստից, որ վիճահարույց Երևանյան խզվածքի բացահայտումը համարվել էր «դասական», այսինքն առավել ստույգ, կարելի է կարծել, որ այդ չորս խզվածքների ստույգությունը բավական վիճելի է: Իսկ հաշվի առնելով այն փաստը, որ այդ խզվածքները անցկացվել են համաձայն հաշվարկների ըստ ներկայումս մերժված կոնտրակցիոն գիտավարկածի (<https://encyclopedia2.thefreedictionary.com/Contraction+Hypothesis>), կարելի է պնդել, որ նրանք հիմնադրվել են և հենց այդ պատճառով իրենց ամբողջ երկայնքով երկրաբանորեն չեն հաստատվել:

Խորքային խզվածքների ակտիվության տարիքի մասին: Ա.Ասլանյանի կողմից առանձնացված առավել ստույգ չորս խորքային խզվածքից առաջինի՝ առավել հյուսիսայինի, Շիրակ-Զանգեզուրի խզվածքի «գոյությունը որպես խորքային խզվածք արտահայտված է յուրայի դարաշրջանի սկզբից» (Асланян, 1958), այսինքն այն ունի ավելի քան 200մլն. տարիների ակտիվություն: Մեզ առավել հետաքրքրող Երևանյան խզվածքը ըստ Ա.Գաբրիելյանի «...շատ հին է՝ մինչ վերին կավիճի հասակի... Սակայն, կասկածից վեր է, որ այն շարունակում էր «կենդանի մնալ» նաև անտրոպոգենում» (Габриелян, 1959): Այսինքն նրա ակտիվության ժամանակը ավելի քան 100մլն. տարի է:

Այսպիսով, ըստ ֆիքսիզմի ներկայացուցիչների կարծիքի, ՀՀ տարածքի խորքային խզվածքները, որոնք անընդմեջ պահպանել են իրենց ակտիվությունը, գոյություն ունեն 100-200մլն. տարի: Հակադարձելով այս կարծիքին, մորիլիզմի ներկայացուցիչը կասեր՝ «Անհավանական է, որ Գոնդվանայի ժամանակներում առաջացած խզվածքը պահպաներ իր ակտիվությունը մինչ օրս: Չէ որ այստեղից 1000կմ դեպի հարավ գտնվող և միլիոնավոր տարիներ փոխնեփոխ ընթանալով դեպի հյուսիս՝ իր այսօրվա դիրքը, երկրակեղևի մեր հատվածը, հայտնվելով տարափոփոխ երկրադինամիկ պայմաններում, չէր կարող անփոփոխ ունենալ նույն երկրաբանական կառուցվածքը և գտնվել նույն լարումների դաշտում»:

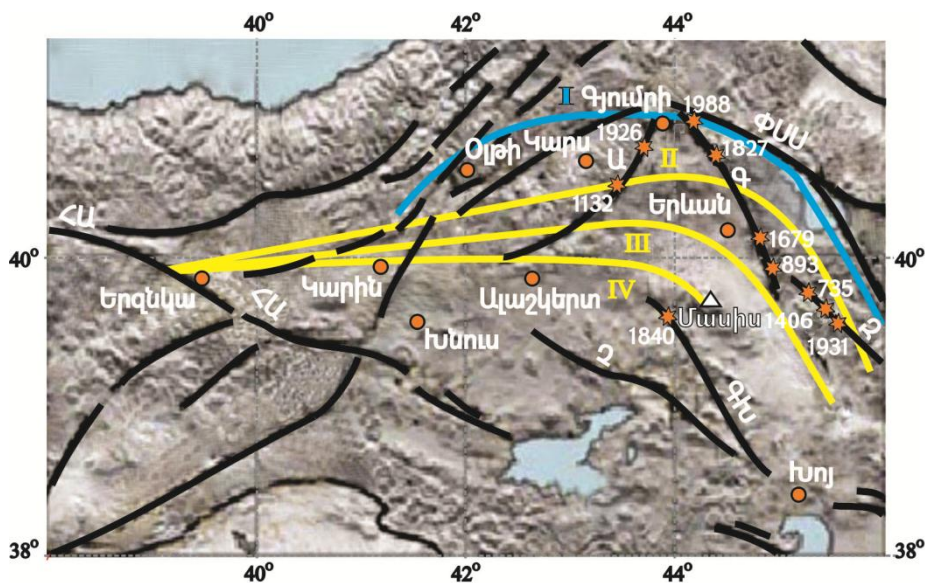
Հզոր երկրաշարժերը և նրանց օջախների տեկտոնական դիրքերը: Պարզելու համար արդյոք Անի-Օրդուբադի, Երևանի և Արարատի խզվածքները ակտիվ են, թե ոչ, պետք է ճշտենք, թե որ հզոր երկրաշարժերի օջախներն են, ըստ Ա.Ասլանյանի, առանչվում նրանցից յուրաքանչյուրին.

² Բացի վերը նշված երեք խզվածքներից, որոնք պետք է որ հանդիսանային ՀԱԱԽ-ի արևելյան ճուղերը, նրանցից ավելի հյուսիս տարվում էր Շիրակ-Զանգեզուրի խորքային խզվածքի հետագիծը՝ Գյումրի-Վանաձոր-Սևան-Մարտունի-Սիսիան-Գիրաթաղ-Շիշկերտ ուղղությամբ, որը մի փոքր շեղված է ներկայիս Փամբակ-Սևան-Սյունիքի խզվածքի հետագծից: Արևմուտքում խզվածքը ձգվում է Գյուլե-Օլթի-Տորտում հետագծով (Асланян, 1958):

- Անի-Օրդուբադի խզվածքին են վերագրվում Անի քաղաքի (1045, 1132, 1319, 1926 թթ.), Վայոց ձորի (735, 906 թթ.) և Զանգեզուրի (1931 թ.) երկրաշարժերը;
- Երևանի խզվածքին են վերագրվում Երևանի (894, 1937թթ.) և Դվինի (851, 858, 863, 869 թթ.) ավերիչ երկրաշարժերը;
- Արարատի խզվածքին են վերագրվում 136, 341, 1679, 1840թթ. դեպքերը:

Միանգամից աչքի է զարնում թվարկված երկրաշարժերի անհամապատասխանությունը ներկայումս պարզված իրականության հետ՝

- 906 թ. Խոտակերաց վանքի երկրաշարժին վերագրող ավերումները կապված են սողանքի հետ (Հարությունյան, 2019 ա);
- Դվինում ավերիչ երկրաշարժեր են եղել միայն 863 և 893թթ. (Հարությունյան, 2021);
- Երևան քաղաքին վերագրվող երկրաշարժերից իրական է միայն 1937թ. երկրաշարժը;
- Արարատի խզվածքին վերագրվող 136 (վրիպակ՝ ճիշտը է 139), 341, 1679, 1840թթ. երկրաշարժերից ստույգ է միայն 1840թ. երկրաշարժը (Ստեփանյան, 1964):



Նկ.3: ՀՀ և հարակից տարածքի իրական ու ենթադրյալ ակտիվ խզվածքները և ավերիչ երկրաշարժերի օջախները:

Իրական խզվածքները (սև գույնով). Ա - Ախուրյանի, Գ - Գառնու, ԳԽ - Գալատու-Խոյի, Զ - Զանգեզուրի, ՀԱ - Հյուսիս-Անատոլիական, Չ - Չալդրանի, ՓՍՍ - Փամբակ-Սևան-Սյունիքի:

Ենթադրյալ խզվածքները ըստ Ա.Ասլանյանի և Ա.Գաբրիելյանի (նկ.1)՝ I - Շիրակ-Զանգեզուրի (կապույտ գույնով), Հյուսիս-Անատոլիական ակտիվ խզվածքի ճուղավորումները (դեղին գույնով) II - Անի-Օրդուբադի, III - Երևանի, IV - Արարատի:

Ավերիչ երկրաշարժերի թվագրված օջախները (աստղանիշով):

Միսլալ են որոշված նաև նշված երկրաշարժերի օջախների տեկտոնական դիրքերը.

- Նախապես նշենք, որ մինչև անցյալ դարի 90-ական թվականները հայտնի չէր Գառնու ակտիվ խզվածքը;
- Անիի պատմական երկրաշարժերը և Գյումրու 1926թ. երկրաշարժը ներկայումս կապվում է ոչ թե Անի-Օրդուբադի, այլ Ախուրյանի ակտիվ խզվածքի հետ;
- 893, 1679թթ. երկրաշարժերը կապված են Գառնու ակտիվ խզվածքի հետ (համապատասխանաբար՝ Հարությունյան, 2021; Караханян, 1995): Մինչդեռ Ա.Ասլանյանի մոտ առաջինը համարվել էր Երևանի 894թ. երկրաշարժը և կապվել Երևանի խզվածքի հետ, իսկ երկրորդի օջախը կապվել էր Արարատի խզվածքին;
- 735, 1931թթ. երկրաշարժերը կապվում են Զանգեզուրի ակտիվ խզվածքի հետ (Հարությունյան, 2019 թ);
- 1840թ. երկրաշարժը այժմ կապվում է Գայլատու-Խոյ ակտիվ խզվածքի հետ (Ambraseys et al., 1982):

Այսպիսով շեշտենք, որ ներկայիս պատկերացումներով Հայկական լեռնաշխարհի տարածքի ակտիվ խզվածքների գծապատկերը հիմնովին տարբերվում է Ա.Ասլանյանի կողմից պատկերացվածից (նկ.3): Եթե Ա.Ասլանյանի առաջարկած խորքային խզվածքները ՀՀ տարածքում ունեն կորաձև տեսք, կրկնելով Փոքր Կովկասի ձևը, ապա Ախուրյանի և Գառնու խզվածքները, որոնց հետ են ներկայումս կապվում վերը նշված հզոր երկրաշարժերի օջախները, ունեն համապատասխանաբար հյուսիս-արևելյան ու հյուսիս-արևմտյան ուղղվածություն և հատում են Երևանի և Անի-Օրդուբադի խորքային խզվածքների հետագծերը: Իսկ Կարին-Կարս սարահարթի տարածքում իրական ակտիվ խզվածքները ունեն հյուսիս-արևելյան ուղղվածություն և նույնպես հատում են ենթադրյալները:

Անցյալ դարի երկրորդ կեսում, որոշ դեպքերում մինչ այժմ, մեզանում տարածված էին և են թյուր կարծիքներ պատմական երկրաշարժերի օջախների՝ Տաթևի, Դվինի օջախների խմբերը, 906, 972, 1406, 1827 և այլ երկրաշարժեր, տեղադրության մասին (Арутюнян и др. 1994, Haroutiunian et al. 1997; Հարությունյան, 2019ա, Հարությունյան, 2019բ, Հարությունյան, 2021): Այս թյուր պատկերացումները ամբողջացնելով, պետք է համատեքստում նշել նաև, որ մինչև անցյալ դարի 90-ական թվականները հայ երկրաբանները Հայկական լեռնաշխարհի միակ ակտիվ հրաբուխ համարում էին Թոնդրակը և նրան էին վերագրում անգամ Նեմրութի 1441 թ. պատմական ժայթքումը և դա նույնպես այդ ժամանակների հանրագիտական ճշտմարտություն էր (Հայկական հանրագիտարան, 1980; Հարությունյան, 2001):

Եզրակացություն

Այստեղ տեղին է հիշել, բնաբանում բերված, խորաթափանց գիտնական Ա.Ասլանյանի կարծիքը (Асланян, 1958): Լինելով գեոսինկլինալային տեսական դպրոցի ներկայացուցիչ, նա փաստորեն վիճելի էր համարում խորքային խզվածքների գոյության որոշ հիմնավորումները ըստ այդ տեսության հիմնադրույթների: Սակայն անառարկելիորեն ընդունելով Երկրագնդի զարգացման կոնտարակցիոն գիտավարկածը, նա փորձում էր նաև հաշվողական եղանակով գտնել տեկտոնիկայի խնդիրների լուծումը: Մասնավորապես այդպես նա կազմել էր ՀՀ տարածքի խորքային խզվածքների գծապատկերը, որտեղ առանձնացրել էր առավել հավանական չորս խզվածքը, բայց անգամ դրանք չեն գտել երկրաբանական հաստատում իրենց ամբողջ երկայնքով, քանի որ հիմնված են եղել թյուր գիտավարկածի վրա:

Ներկայիս պատկերացումները ՀՀ տարածքի ակտիվ հրաբխականության ու տեկտոնիկայի, ինչպես նաև հզոր երկրաշարժերի օջախների տեկտոնական դիրքի վերաբերյալ զգալի տարբերվում են XX դարի երկրորդ կեսին բնորոշ պատկերացումներից: Դրանից ելնելով և հիմնվելով վերը շարադրված քննական վերլուծության վրա կարելի է պնդել, որ Ա.Ասլանյանի կողմից առաջարկված գաղափարը, թե Երզնկայի մոտ ՀԱԱԽ ճյուղավորվում է դեպի արևելք և նրա ճյուղերից երկուսը՝ Երևանյան և Անի-Օրդուբադի ակտիվ խզվածքները անցնում են ՀՀ տարածքով և նրանց հետ են կապված «...Փոքր Կովկասի բոլոր աղետալի երկրաշարժերի օջախները...», իրականությանը չի համապատասխանում:

Արժե նշել, որ Երևանյան ակտիվ խզվածքի չգոյության մասին կարծիք արտահայտվել էր դեռևս 1994թ. (Арутюнян Р. и др., 1994), սակայն հետագայում, քանի որ հետազոտությունները հիմնված են եղել անցյալ դարի կեսերին ընդունված պատկերացումների վրա և կիրառվում էր պահպանողական սկզբունքը, մինչ օրս Երևանյան ակտիվ խզվածքի գոյության հարցը չէր վիճարկվում:

Հեղինակը շնորհակալ է գ.դ. Ա.Ավագյանին հողվածի արդյունավետ քննարկումների համար և գ.թ. Ն.Էգնատոսյանին հողվածի ձևավորման ընթացքում ցուցաբերված գործնական օգնության համար:

Հեղինակը շնորհակալ է նաև գ.թ. Ա.Ավանեսյանին դրական գրախոսականի և հողվածի հստակեցմանն ուղղված խորհուրդների համար:

Գրականություն

Հայկական սովետական հանրագիտարան, 1980. Չ. 6, Երևան, 719 էջ:

Հարությունյան, Ռ. Ա. 2001. Հայկական լեռնաշխարհի ակտիվ հրաբխականության մասին: Երևան, ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություն Երկրի մասին, Չ. 54, N 1, էջ 3-11.

Հարությունյան, Ռ. Ա. 2019ա. Խոտակերաց վանքի (Հայաստանի Հանրապետության Վայոց Ձորի մարզ) IX-X-րդ դարերում ավերումների երկրաբանական պատճառ-

- ների մասին. ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, չ. 72, N 2, էջ 64-73:
- Հարությունյան Ռ.Ա.** 2019թ. 1406 թվականի ավերիչ երկրաշարժը Սյունիքում: Երևան, ՀՀ ԳԱԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, չ. 72, N 3, էջ 48-59.
- Հարությունյան, Ռ. Ա.** 2021. Եվս մեկ անգամ IX դարի Դվինի (Հայաստան) ավերիչ երկրաշարժերի մասին. դեպքերի քանակը և նրանց թվագրումը, չ. 74, N 1, էջ 40-49:
- Ստեփանյան Վ.Ա.** 1964. Երկրաշարժերը Հայկական լեռնաշխարհում և նրա մերձակայքում. Երևան, «Հայաստան», 246 էջ:
- Арутюнян Р.А., Караханян А.С., Асатрян А.О.** 1994. Исследование воздействия исторических землетрясений на территорию в радиусе 25 км от площадки Мецаморской АЭС. Ереван, фонды НСЗ РА, 70 с.
- Аслаян А.Т.** 1955. Глубинный разлом у города Ереван. Сб. аннотаций докладов VI научно-техн. конфер. проф.-препод. состава ВТУЗ-ов Закавказья, Ереван, с. 13-15.
- Аслаян А.Т.** 1958. Региональная геология Армении, Ереван, Айпетрат, 430с.
- Аслаян, А.Т., Вегуни, А. Т., Милай, Т. А., Никольский, Ю. Т., Сироткина, Т. Н.** 1975. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных, Изв.ИГН, т. 28, N 6, с. 35-51.
- Баласанян С.В.** 2018. Современная сейсмотектоническая активность Ереванского разлома. Ереван, ИГН НАНА, кандидатская диссертация, 150 с.
- Доизучение сейсмических условий Армянской АЭС. 1995. Армэнергосейсмопроект (отчет по проекту ARM/9/002), Ереван, 357 с.
- Габриелян А.А.** 1959. Основные вопросы тектоники Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 184 с.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** 1981. Сейсмотектоника Армянской ССР, Ереван, ЕГУ, 284 с.
- Габриелян, А. А.** 1989. Сейсмотектоника Армянского нагорья и сопредельных регионов. Ереван, Изв. ИГН, т. 42, N 4, с. 19-29.
- Караханян А.С.** 1995. Активные разломы и сильные землетрясения Анатолийско-Малокавказского орогена. Москва, ГИН АН РФ, 401с.
- Симонян Г.П.** 1969. О блоковом строении Арагатской котловины Армянской ССР. Ереван, Уч. записки ЕГУ, естест. науки N3, стр. 19-29.
- Ambraseys N. and Melville C. A** 1982. History of Persian Earthquakes: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 219p.
- Aspinall W.P., Mallard D.J., Skipp B.O., Woo G.** 2007. Seismic hazard assessment for the Armenian nuclear power plant site. (Prepared for Risktec solutions Ltd. and Econet Ges.m.b.H – under DTI project NSP – 04/ A 18, 270p.
- Avagyan A., Sosson M., Philip H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V.** 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. Geodinamica Acta, 18/6, December 2005, p.401-416.
- Balassanian S. Yu., Avanesian A.S., Arzumanyan V., Gevorgian E.** 2001. Seismic hazard re-evaluation for the Armenian NPP site. NEA/CSNI/R, vol.13, p.43-57.
- Balassanian S. Yu., Martirosyan A.H., Arzumanyan V., Arakelian A.R., Avanesian A.S., Igumnov V.A., Ruttener E.** 1999. Seismic hazard assessment in Armenia, Natural Hazards, Kluwer Academic Publishers, 18, p. 227-236.
- Haroutiunian R.A., Karakhanian A.S., Assatrian A.N.** 1997. Strong Historical earthquakes in the Armenian upland: new data and elaboration of a technique; Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishers, NATO ASI series, 2.Environment, vol. 28, p. 375-382.
- Karakhanian A., Trifonov V., Philip H., Avagyan A., Hessami Kh., Jamili F., Bayraktutan S., Baghdassarian H., Arakelian S., Davtian V., Adilkhanyan A.** 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and north-western Iran. Tectonophysics, 380, p.189-219.
- Karakhanian A.S., Avagyan A.V., Baghdasaryan H., Avanesyan M.A., Arakelyan A.R.** 2010. Seismic hazard assessment for the construction site of a new power unit of the Armenian NPP / Final Report / Development of seismotectonic model / “NorAtom” Consortium, Draft Version 1, July, 2010, 167 p.

Karakhanian A.S., Avagyan A.V., Baghdasaryan H., Avanesyan M.A., Arakelyan A.R.
2011. Seismic hazard assessment for the construction site of a new power unit of the
Armenian NPP /Final Report/ Geological database/, NorAtom” Consortium, Draft Version,
274 p.

ЕЩЕ РАЗ К ВОПРОСУ О СУЩЕСТВОВАНИИ ЕРЕВАНСКОГО И ПРИМЫКАЮЩИХ К НЕМУ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Арутюнян Р.А.

Резюме

В статье на основе анализа идей, лежащих в основе гипотезы о существовании Ереванского глубокого разлома, и результатов его многолетних исследований, показано, что предложенная академиком А.Асланяном в 1955 г. и не опровергнутая до сих пор гипотеза о том, что Ереванский и Ани-Ордубадский глубинные разломы активны, поскольку являются восточными ветвями Северо-Анатолийского активного разлома и с ними связаны очаги разрушительных землетрясений на Малом Кавказе, не соответствует действительности.

ON THE QUESTION OF THE EXISTENCE OF YEREVAN AND ADJACENT ACTIVE FAULTS

Haroutiunian R.A.

Abstract

Based on the analysis of the ideas underlying the hypothesis of the existence of the Yerevan deep fault and the results of its long-term research, the article shows that the hypothesis proposed by Academician A.Aslanyan in 1955 and not refuted until now that Yerevan and Ani-Ordubad deep faults are active because they are the eastern branches of the North Anatolian active fault and the foci of destructive earthquakes in the Lesser Caucasus are associated with them does not correspond to reality.

**ՀՀ ԳԱԱ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏՈՒՄ
2022 ԹՎԱԿԱՆԻ ԵՐԿՐՈՐԴ ԵՌԱՄՍՅԱԿԻ ՄԵՄԻՆԱՐՆԵՐԸ**

- ապրիլի 15-ին, «Ագրոանտառների բնապահպանական և սոցիալ-տնտեսական կարևորությունը և հիմնման հնարավորությունները Հայաստանում», զեկուցող Երկրաբանական տեղեկատվության լաբորատորիայի կրտսեր գիտ. աշխատող, ա.գ.թ. Գորիկ Ավետիսյան
- մայիսի 23-ին, “Far-field deformation in the hinterland of the Arabia-Eurasia collision zone: a thermochronometric viewpoint”, զեկուցող Բոլոնիայի համալսարանի պրոֆեսոր Վիլիյամ Կավազա
- հունիսի 20-ին, «Ջրածոր տեղավայրի պլիոցենի երկրաբանությունը և պալեոմիջավայրը», զեկուցող ՅՈՒՆԵՍԿՕ թանգարանի (Պորթենտոյ, Շվեյցարիա) գիտաշխատող, կ.գ.թ. Դավիթ Վասիլյան
- հունիսի 21-ին, «Ռադիոլոկացիոն ինտերֆերոմետրիա. Հիմնական սկզբունքները և կիրառությունները», զեկուցող Երկրի քարտեզագրության և հեռահար զննման բաժնի վարիչ, ՌԳԱ Աշխարհագրության ինստիտուտ և ՀՀ ԳԱԱ Էկոլոգանոսֆերային հետազոտությունների կենտրոնի ավագ գիտաշխատող Անդրեյ Մեդվեդև
- հունիսի 24-ին, “Երկրաշարժերի երկրաքիմիական կանխատեսման հեռանկարները Հայաստանում”, զեկուցող Հրաբխագիտության լաբորատորիայի գիտաշխատող Է.Գ.Թ. Արմեն Ղազարյան
- հունիսի 29-ին, "Կաուն հզոտոպերը. նոր հնարավորություններ հիդրոերկրաբանության մեջ", զեկուցող Գեորգի Մելիդկաձե, Գեոֆիզիկայի ինստիտուտ, Թբիլիսիի Պետական Համալսարան (Վրաստան)

Մագիստրոսական թեզերի պաշտպանություն

Անտոնյան Լուսինե, «ՀՀ կենտրոնական մասի ակտիվ խզվածքային գոտիների ուսումնասիրումը երկրաշարժերի հիպոկենտրոնների կրկնակի վերահաշվարկման մեթոդով», Գեոարխեալոգիայի և գեոմոնիթորինգի լաբորատորիա, ղեկ., Է.Գ.Թ. Լիլիթ Սարգսյան

Բաբայան Գևորգ, «ՀՀ ավերնատիվ ճանապարհների ինժեներա-երկրաբանական պայմանները», Երկրադինամիկա և վտանգավոր երկրաբանական երևույթների լաբորատորիա, ղեկ., Է.Գ.Թ. Դմիտրի Առաքելյան

Խաչատրյան Արամայիս, Գեղամա հրաբխային բարձրավանդակի Արմաղան հրաբխի հրաբխագիտական նկարագրությունը, Հրաբխագիտության լաբորատորիա, ղեկ., ե.գ.դ. Խաչատուր Մելիքսեթյան

Համբարյան Կարեն, «Հայաստանի գորշ ածուխների և այրվող թերթաքարերի մետաղաբերության հեռանկարները», օգտակար հանածոների լաբորատորիա, ղեկ., ե.գ.թ. Աշավիր Հովհաննիսյան

Ներսիսյան Արաքսյա, «Սևանա լճի և դրա ջրհավաք ավազանի գետեկոլոգիական վիճակի ու փոփոխությունների միտումների գնահատում ԱՏՀ և հեռագնման մեթոդներով», Երկրաբանական տեղեկատվության լաբորատորիա, ղեկ., տ.գ.թ. Ալեքսանդր Առաքելյան

Սահակյան Քրիստինա, «Սևանի ավազանի պալեոմիջավայրի վերականգնումը ըստ նստվածքներում պալինոմորֆների», Լիթոլոգիայի և ռեգիոնալ երկրաբանության լաբորատորիա, ղեկ., ե.գ.թ. Լիլիթ Սահակյան

Ճարատանյան Կիմա, «Սևանա լճի ավազանի որոշ գետերի տիպաբանությունը ըստ ԵՄ ՋՇԴ երկրաբանական սկզբունքի», Լիթոլոգիայի և ռեգիոնալ երկրաբանության լաբորատորիա, ղեկ., ե.գ.թ. Լիլիթ Սահակյան

Սարգսյան Լիլիթ, «Սևանի օֆիոլիթային գոտու միջին յուրայի և ստորին կավճի հասակի ռադիոլարիաները (հնէաբանական, կենսաշերտագրական և երկրադինամիկ նշանակությունը)», Հնէաբանություն և շերտագրության լաբորատորիա, ղեկ., ե.գ.թ. Արայիկ Գրիգորյան

Գործուղումներ

Գեոդինամիկայի և երկրաբանական վտանգների լաբորատորիայի վարիչ, գ/դ Արա Ավագյանը փետրվարի 14-ից մարտի 3-ը գործուղվել է Եգիպտոս, արխեոսեյսմաբանական և պալեոսեյսմաբանական հետազոտություններ իրականացնելու նպատակով:

Երկրատեղեկատվության լաբորատորիայի և գրադարանի վարիչ, գ/թ Ալեքսանդր Առաքելյանը մարտի 9-11-ը գործուղվել է Հունաստան ք.Մալոնիկ, <<ՊՈՆՏՈՍ>> Սևծովյան ավազանի երկրների անդրսահմանային համագործակցության ծրագրի գիտաժողովին մասնակցելու նպատակով:

Գեոարխեոլոգիայի և գեոմոնիթորինգի լաբորատորիայի աշխատակիցներ Բաբայան Հեկտորը, Գևորգյան Միքայելը, Առաքելյան Սուրենը, Բաբայան Գևորգը մայիսի 8-ից 14-ը գործուղվել են Թուրքիա՝ Ստամբուլի Բողազիսի համալսարան, ՄԳՏԿ-ի KR-2453 ծրագրի շրջանակներում աշխատանքային գիտաժողովին մասնակցելու նպատակով:

ԵԳԻ տնօրեն Խ. Մելիքսեթյանը հունիսի 12-19 ՄԱԳԱՏԷ-ի հրավերով գործուղվել է, Ավստրիա՝ Ավստրիայի երկրաբանական ծառայությունում սեմինարին մասնակցելու, գեկույցով ելույթ ունենալու նպատակով:

Լ.Սարգսյան

ՌՈՍԻԿ ՆԱԻՐԻԻ ԶԱՐՅԱՆ
(ծննդյան 90-ամյակին)
(1932-1992)



2022թ. լրացավ երկրաբանա-միներալոգիական գիտությունների դոկտոր, հայտնի երկրաքիմիկոս Ռոմիկ Նաիրիի Զարյանի (28.01.1932թ. – 16.06.1992թ.) 90-ամյակը: Նա ծնվել է մեծացել է հանրաճանաչ գրող Նաիրի Զարյանի ընտանիքում: 1955թ. ավարտել է Երևանի պետական համալսարանի երկրաբանական ֆակուլտետը: 1955-1958թթ. ներառյալ աշխատել է որպես երկրաբան ՀԽՍՀ երկրաբանական վարչության տարբեր երկրաբանահետախուզական արշավախմբերում: 1958թ. ղեկավարել է ընդունվել է ՀԽՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի Երկրաբանական

գիտությունների ինստիտուտի արտադրությունից կտրված ասպիրանտուրա: 1961թ.-ից մինչև իր կյանքի վերջին օրերը աշխատել է նույն ինստիտուտում՝ սկզբում որպես կրտսեր, իսկ 1967թ.-ից ավագ գիտաշխատող ինստիտուտի երկրաքիմիայի բաժնում: 1965թ. Մոսկվայում ԽՍՀՄ ԳԱ Վ. Վերնանդսկու անվան երկրաքիմիայի և անալիտիկ քիմիայի գիտահետազոտական ինստիտուտի (ГЕОХИ АН СССР) գիտական խորհրդում, հռչակավոր երկրաքիմիկոս երկրաբանա-միներալոգիական գիտությունների դոկտոր, պրոֆեսոր Վ.Վ. Շչերբինայի գիտական ղեկավարությամբ փայլուն կերպով պաշտպանել է «Հայկական ԽՍՀ Կապանի և Քաջարանի հանքավայրերի հանքանյութերում սելենի և թելուրի տարածման օրինաչափությունները» թեմայով թեկնածուական ատենախոսությունը և ստացել երկրաբանա-միներալոգիական գիտությունների թեկնածուի գիտական աստիճան: Հետագայում՝ իր ամբողջ գիտական կյանքի ընթացքում, Ռ. Զարյանը զբաղվել է Հայաստանի Կապանի շրջանի մետաղական օգտակար հանածոների հանքավայրերի հանքանյութերում առկա ցրված և հազվագյուտ տարրերի, երկրաքիմիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունների, ինչպես նաև նրանց տարածական տեղաբաշխման հարցերով: Մասնավորապես, Կապանի պղինձ-հրաքարային հանքավայրում նրա կողմից ուսումնասիրվել են թելուրիտները և առաջին անգամ բացահայտվել են հեպիտ՝ Ag_2Te և թելուրոքիսմուտիտ՝ Bi_2Te_3 , միներալները: Այս հանքավայրի սֆալերիտ և գալենիտ պարունակող հանքանյութերում նա առաջին անգամ Հայաստանի տարածքում բացահայտել է կապարի թելուրիտի հազվագյուտ միներալ

դանհեմիտ $PbTeO_4$, որը մինչ այդ հայտնաբերվել և առաջին անգամ նկարագրվել էր անգլիացի միներալոգ Դանհեմի կողմից 1935թ. ԱՄՆ Նյու Մեքսիկո նահանգում: Ռ. Ջարյանին հաջողվել է բացահայտել, որ Կապանի հանքավայրի հանքանյութում հազվագյուտ և ցրված տարրերը կենտրոնացված են հիմնականում սֆալերիտ, գալենիտ, պիրիտ միներալներում: Ընդ որում, գալիումի և ինդիումի ամենաբարձր պարունակությունը՝ 0.001%-0.1%, նկատվում է սֆալերիտում, թալիումինը՝ մինչև 0.002%, գալենիտում, իսկ կադմիումինը՝ մինչև 1%, կլեյտֆանում: Գիտնականի կողմից հազվագյուտ և ցրված մետաղներ են հայտնաբերվել նաև Սյունիքի Ծավի պղինձ-մոլիբդենային և Շիկահողի պղինձ-հրաքարային երևակումներում: Ապացուցվել է, որ այստեղ բացի մոլիբդենից, պղնձից, ցինկից, կապարից և ոսկուց, ոչ մեծ քանակությամբ առկա են նաև սելենը, թելուրը, գալիումը, ռենիումը և գերմանիումը: Վերջին տարրի պարունակությունը աստիճանաբար ավելանում է մոլիբդենիտ-պիրիտ-խալկոպիրիտ-մագնետիտ միներալային հաջորդականությամբ: Գալիումի առավել բարձր պարունակությունը նկատվում է խալկոպիրիտում, իսկ ռենիումը՝ խալկոպիրիտում և բորնիտում՝ մինչև 0.0002%: Գիտնականը ուսումնասիրել է նաև Վայոց Ձորի Գլաձորի բազմամետաղային (կապար-ցինկ) հանքավայրի կենտրոնական հատվածի Կորեկիձորի (Թեքսարի կառուցվածքաֆազիալ գոտի) հազվագյուտ և ցրված տարրերի երկրաքիմիան և բաշխվածության օրինաչափությունները: 1987թ. Ա.Ա. Տվալչրելիձեի անվան միներալային հումքի Կովկասյան ինստիտուտի (Թբիլիսի) գիտական խորհրդում Ռ. Ջարյանը պաշտպանել է «Փոքր Կովկասի Կապան-Ջանգեզուրի հանքաքեր մարզի հիդրոթերմալ հանքավայրերը» դոկտորական ատենախոսությունը և արժանացել երկրաբանա-միներալոգիական գիտությունների դոկտորի գիտական աստիճանի: Այս աշխատանքում ընդհանրացվել են Ռ. Ջարյանի երկարամյա գիտական հետազոտությունների արդյունքները երկրաքիմիայի և պետրոքիմիայի ասպարեզներում, տրվել են որոշ հանքայնացումների կանխատեսումային գնահատականները: Մասնավորապես, Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի համար առավել հեռանկարայինը նրա հյուսիսային և հյուսիս-արևմտյան թևերն են, Ագարակի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի համար հյուսիսային հատվածը, իսկ Կապանի պղինձ-հրաքարային և Շահումյանի բազմամետաղային հանքավայրերի համար՝ հյուսիս-արևմտյան և հարավ-արևելյան հատվածների խորքային հորիզոնները: Ռ. Ջարյանը հեղինակ և համահեղինակ է 35 գիտական հրատարակումների, այդ թվում՝ 2 մենագրության (համահեղինակությամբ), 23 հոդվածի, 13 թեզիսի, ինչպես նաև 12 ձեռագիր հաշվետվություն: Նրա համահեղինակների թվում են հանրահայտ մասնագետներ ակադեմիկոսներ Հ. Մաղաքյանը և Ա. Կարապետյանը, պրոֆ. Վ. Շչերբինան, գիտ. դոկտորներ Գ. Փիջյանը, Շ. Ամիրյանը, Է. Խաչատուրյանը, Բ. Մելիքսեթյանը և այլոք:

Հայկ Մելիք-Ադամյան

ԲՆԱԳՐԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ԿԱՆՈՆՆԵՐԸ

1. Հայաստանի Հանրապետության Գիտությունների Ազգային Ակադեմիայի “Գիտություններ Երկրի մասին” տեղեկագրում հրատարակվում են Հայաստանում և արտասահմանյան երկրներում **երկրաբանության, երկրաֆիզիկայի, սեսմոլոգիայի, լեռնային գործի, էկոգեոքիմիայի, ֆիզիկական աշխարհագրության** և Երկրի մասին գիտությունների այլ ասպարեզներում տարվող տեսական, փորձարարական և կիրառական հետազոտությունների արդյունքները:

Հոդվածները ներկայացվում են հայերեն, ռուսերեն կամ անգլերեն լեզվով, տպագրության համար պատրաստ վիճակում, հրատարակման թույլտվության և ուղեկցող նամակի հետ միասին: Տեղեկագրում բոլոր հրատարակումները առանց հոնորարի են:

2. Հոդվածի ծավալը, ներառյալ պատկերները, որոնց թիվը չպետք է անցնի 3-ից, ներառյալ “ա”, “բ” և այլն, աղյուսակները, ամփոփագիրը, օգտագործված գրականության ցանկը, պետք է կազմի մոտ 12 էջ: Տեքստը անհրաժեշտ է պատրաստել Microsoft Word-ով GHEA GRAPALAT տառատեսակի օգտագործմամբ, 12 չափով և 1.5 ինտերվալով, առանց տողադարձերի: Դաշտերը պետք է լինեն. Ձախից՝ 3սմ, վերևից և ներքևից՝ 2.5 սմ և աջից՝ 1 սմ: Հոդվածը ներկայացվում է 2 օրինակով, յուրաքանչյուրը հեղինակի (հեղինակների) ստորագրությամբ և էլեկտրոնային տարբերակով, CD սկավառակի վրա:

Պատկերները, լուսանկարները և աղյուսակները, համարակալման և բացատրագրերի հետ միասին, պետք է լինեն սև-սպիտակ, A4 ֆորմատից ոչ մեծ և պարզ ընթերցելի: Պատկերների համակարգչային տարբերակները պետք է լինեն *.bmp, *.tif կամ *.pcx ֆորմատներով, 200-600 dpi ընդարձակմամբ (կետ/դյույմ):

3. Հեղինակները պետք է հետևեն ամսագրերում հոդվածների տպագրման ընդունված կարգին. հոդվածի վերնագիրը, հեղինակի (հեղինակների) անվան- հայրանվան սկզբնատառերը և ազգանունը (ազգանունները), կազմակերպությունը և հասցեն, ներառյալ E-mail-ը (եթե համահեղինակները տարբեր կազմակերպություններին են, բերվում են բոլորի հասցեները՝ կապակցված աստղանիշով), հոդվածի անոտացիան (8-10 տող), հիմնաբառերը (7-9 բառ): Ապա հետևում են հոդվածի հիմնական տեքստը, **պարտադիր նշելով հոդվածի տպագրման նպատակը և գիտական նորությունը**, ամփոփագիրը ռուսերեն (հայերեն) լեզվով և անոտացիան անգլերեն լեզվով:

4. Օգտագործված գրականությունը բերվում է ընդհանուր ցուցակով՝ **առանձին էջի վրա**: Հեղինակների ազգանունները գրվում են այբբենական կարգով (առաջինը՝ հոդվածի լեզվով, ապա հայերեն կամ ռուսերեն, վերջում՝ արևմտաեվրոպական լեզուներով): Տեքստում մեջբերվող հղումը բերվում է կլոր փակագծերում, հեղինակի միայն ազգանվան նշմամբ, բնօրինակի լեզվով, եթե հեղինակները երկուսից ավելի են, նշվում է առաջին համահեղինակի ազգանունը և այլն, ապա՝ հրապարակման տարին:

5. Մեջբերվող գրականության ցանկը ձևավորվում է հետևյալ կերպ. ա) գրքերի համար նշվում են հեղինակի (հեղինակների) ազգանունը և անվան-հայրանվան սկզբնատառերը, հրատարակման տարեթիվը, գրքի լրիվ անվանումը, որտեղ է հրատարակվել, հրատարակչությունը, էջերի քանակը; բ) ամսագրային հոդվածների համար՝ հեղինակի (հեղինակների) ազգանունը և անվան-հայրանվան սկզբնատառերը, հրատարակման տարեթիվը, հոդվածի լրիվ անվանումը, ամսագրի անվանումը՝ համաձայն ընդունված հապավումների, հատորը, ամսագրի կամ թողարկման համարը, էջերը; գ) գրքերում (հավաքածուներում) զետեղված հոդվածների համար՝ հեղինակի (հեղինակների) ազգանունը, անվան-հայրանվան սկզբնատառերը, հրատարակման տարեթիվը, գրքում հոդվածի լրիվ անվանումը (....., գրքում), գրքի անվանումը, որտեղ է հրատարակվել, հրատարակչությունը, էջերը; դ) սեղմագրերի համար՝ հեղինակի ազգանունը, անվան-հայրանվան սկզբնատառերը, ատենախոսության անվանումը՝ համաձայն ընդունված հապավման (օրինակ՝ երկրաբ.-հանր.գիտ.թեկնածուի գիտական աստիճանի հայցման ատենախոսության սեղմագիր), քաղաքը, կազմակերպությունը, որտեղ կայացել է պաշտպանությունը, տարեթիվը, էջերի քանակը:

6. Թվարկված պահանջներին չբավարարող հոդվածները չեն ընդունվում:

7. Մրբագրումից հետո լրացումներ չեն արվում:

8. Խմբագրության կողմից հոդվածի մերժման դեպքում հեղինակին վերադարձվում է բնագրի 1 օրինակը և խմբագրությունն իրեն է վերապահում հոդվածի մերժման պատճառների մասին բանավեճ չվարելու իրավունքը:

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

1. В журнале сер. “Науки о Земле” Известий Национальной Академии наук Республики Армения публикуются результаты теоретических, экспериментальных и прикладных исследований, проводимых в Армении и зарубежных государствах в области **геологии, геофизики, сейсмологии, горного дела, экогеохимии, физической географии** и в других направлениях наук о Земле. Статьи представляются на армянском, русском или английском языке в окончательно подготовленном виде вместе с сопроводительным письмом и разрешением на опубликование. Все публикации в журнале безгонорарные.

2. Объем статьи, вместе с иллюстрациями, число которых не должно превышать 3, включая “а”, “б” и т.д., таблицами, резюме, библиографией должен составлять около 12 страниц. Текст должен быть подготовлен в редакторе Microsoft Word с использованием шрифтов TIMES NEW ROMAN размером 12 и распечатан в интервале 1.5, без переносов с полями (слева – 3.0 см, сверху, снизу – 2.5 см, а справа – 1.0 см). Статья представляется в 2-х экземплярах распечатки, подписанных авторами, а также в электронной версии на диске CD.

Рисунки, фотографии и таблицы вместе с нумерацией и подписью должны быть черно-белыми, форматом А4 и четко выполнены. Компьютерный вариант рисунков должен быть в формате *.bmp, *.tif или *.rpx с разрешением 200-600 dpi (точек на дюйм). Подписуемые подписи прилагают на отдельной странице и оформляются согласно требованиям.

3. Авторам следует придерживаться общепринятой в журнале схемы статьи: название статьи, инициалы и фамилия автора (авторов), организация и адрес, включая E-mail (если соавторы из разных организаций, то приводятся адреса всех, привязанные сносками через звездочку); аннотация статьи (8-10 строк), после аннотации ключевые слова (7-9 слов), основная часть текста, **с обязательным указанием цели и научной новизны статьи**, резюме на русском (армянском) языке и аннотация на английском языке.

4. Литература приводится общим списком **на отдельной странице**. Фамилии авторов располагаются по алфавиту (вначале на языке статьи, затем армянские или русские, в конце западноевропейские). В тексте ссылка на литературу приводится в круглых скобках с указанием фамилии автора без инициалов, в оригинальной транскрипции, а если авторов более двух, то указывается фамилия первого соавтора и др., затем год издания.

5. Список цитируемой литературы оформляется следующим образом: а) для книг указывают фамилию автора (авторов) и инициалы, год издания, полное название книги, место издания, издательство, количество страниц; б) для журнальных статей – фамилия и инициалы автора (авторов), год издания, полное название статьи, название журнала согласно принятому сокращению, номер тома, номер журнала или выпуска, страницы; в) для статей в книгах (сборниках) – фамилия и инициалы автора (авторов), год издания, полное название статьи в книге (пишется В кн.: "..."), название книги, место издания, издательство, страницы; д) для авторефератов – фамилия и инициалы автора, название со ссылкой согласно принятому сокращению (Автореф.дисс. на соиск.уч.ст.канд. или доктора наук), город, организация, где состоялась защита, год, количество страниц.

6. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

7. Дополнения в корректуру не вносятся.

8. В случае, если статья отклонена редакцией, автору возвращается один экземпляр рукописи, и редакция оставляет за собой право не вести дискуссию по мотивам ее отклонения.

MANUSCRIPT PREPARATION GUIDELINES

1. Earth Sciences Series journal of the Proceedings of the National Academy of Sciences of the Republic of Armenia publishes results or theoretical, experimental and applied research conducted in Armenia and abroad in the field of **geology, geophysics, seismology, engineering seismology, mining, eco-geochemistry, physical geography, etc.** **Articles are submitted** in Armenian, Russian, or English as finally ready manuscripts enclosed with a cover letter and letter or authorization for publishing. All publications in the journal do not provide for any royalties.

2. Article volume, including maximum 3 illustrations with a, b, etc., tables, abstract, and list of references, shall total to about 12 pages. Texts shall be prepared in Microsoft Word editor with 12-point TIMES NEW ROMAN and printed 1.5-spaced without hyphenation. Text margins shall be set 3.0 from the left, by 2.5 cm from the bottom and top, and 1.0 cm from the right. Article manuscript shall be submitted in two printed copies signed by the authors, and as an electronic copy on CD disk.

Figures, photos and tables, numbered and with captions, shall be black-and-white in A4 format and of good quality. Electronic version of figures shall be in *.bmp, *.tif or *.pcx format with resolution of 200-600 dpi (dots per inch). Figure captions are attached on a separate page and formatted according to the requirements.

3. Authors shall adhere to the following template common for all articles in the journal: article title, initials and surname of author(-s), affiliation and address, including e-mail (if authors have different affiliations, asterisked addresses for all must be placed in the footnote), abstract (about 8-10 lines), key words (7-9 words), body text with **mandatory indication of the purpose and scientific novelty** of the article, summary in Russian (Armenian) and abstract in English.

4. References should be listed on a **separate sheet**. The authors' surnames should be given alphabetically in the origin language of the article and followed by the Armenian or Russian, and then by the West-European). All citations in the text should have references in parentheses and include author's surname without initials, in original transcription and the year of publication. In case of two and more authors, the first author's surname followed by *et al* and the year of publication should be provided.

5. List of References is formatted as follows: a) author(s)' surname(s) and initials, year of publication, complete title, place of publication, publisher and number of pages are given for books; b) author(s)' surname(s) and initials, year of publication, complete article title, journal title in standard abbreviation, volume number and issue number, followed with number of pages, are given for journal articles; c) author(s)' surname(s) and initials, year of publication, complete article title followed by "In: " ... book title...", place of publication, publisher and number of pages are given for articles in books (article volumes); d) author's surname and initials, title and standard abbreviation for thesis abstracts (thesis abstract for the degree of Candidate, or Doctor of Geology and Mineralogy), year, city, thesis defense institution, and number of pages.

6. Articles not meeting the listed requirements are not accepted.

7. No additions are introduced into proofs.

8. If an article is rejected by editors, one copy of manuscript is returned to the author and editors reserve the right not to enter into discussion on the reasons for such rejection.