

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Գոլուխանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսերյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաֆյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, докт. тех. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Н. А. СААКЯН, Г. И. МАГУРА

ПРЕДСТАВИТЕЛИ РОДА *Pyrgo* ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Отряд MILIOLIDA

Надсемейство *Miliolidea* Orbigny, 1839

Семейство *Miliolidae* Orbigny, 1839

Род *Pyrgo* DeFrance, 1824*

Тип рода — *Pyrgo laevis* DeFrance, 1824; плиоцен, Италия. Раковина у взрослых форм спирально-плоскостная, инволютная, с двумя камерами в обороте («билокулиновая»), на ранних стадиях развития, по крайней мере у микросферических форм, камеры имеют квинквелокулиновое расположение, затем они навиваются в трилокулиновом порядке и, наконец, у взрослых раковин—в билокулиновом, благодаря чему раковина кажется снаружи двухкамерной. Устье простое, с палочковидным (нередко раздваивающимся Т-образно) или пластинчатым зубом. Юра—ныне. Мел Зап. Сибирской низменности, палеоген и неоген Украины, Молдавии, Кавказа.

Представители рода *Pyrgo* выявлены в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР в пределах верхней-эоцен-олигоценых отложений (см. схему). В палеоцене, нижнем и среднем эоцене, а также в миоцене Ереванского бассейна представители рода *Pyrgo* не встречены. По морфологическим признакам—формы раковины, характера периферического края и формы строения зуба в выявленных представителях этого рода в Ереванском бассейне устанавливаются: *Pyrgo simplex* (Orb.), *Pyrgo aff. simplex* (Orb.) и *Pyrgo aff. inornata* (Orb.). Основанием для выделения *Pyrgo aff. simplex* (Orb.) и *P. aff. inornata* (Orb.) послужили только отличия в строении зуба.

Pyrgo aff. inornata (Orb.) встречается в верхнем эоцене (зона *Turborotalia*) в комплексе с представителями рода *Quinqueloculina*. В олигоцене встречены в зоне смешанных фораминифер и в зоне *Valvulineria* [5].

Pyrgo simplex (Orb.) и *Pyrgo aff. simplex* (Orb.) обнаружены только в олигоцене в зоне *Valvulineria* в нижней ее микрофаунистической подзоне в комплексе с представителями родов *Quinqueloculina*, *Spiroloculina* и *Triloculina*; в верхней микрофаунистической подзоне с представителями рода *Sigmoilina* (?).

* Описание рода приведено из справочника „Основы палеонтологии“, Изд. АН СССР, 1959.

Верхний эоцен		Нижн.-средн. олигоцен		Геологич. возраст	
Турбоготалиа		Ваулиперта		Микрофаунист. зона	
нижн. (1)	средняя (2)	нижн. (1)	верхняя (2)	Микрофаун. подзона	
верх (б)	низ (а) верх (б)	а	б, в	Наименование фауны	
-----		-----		Purgo aff. Inor. talis Orb.	
-----		-----		Purgo simplex Orb.	
-----		-----		Purgo aff. Orb. sim.	

Схема вертикального распределения представителей рода *Purgo* в верхне-эоценовых-олигоценных отложениях юго-западной части Армянской ССР.

Purgo simplex (Orbigny)

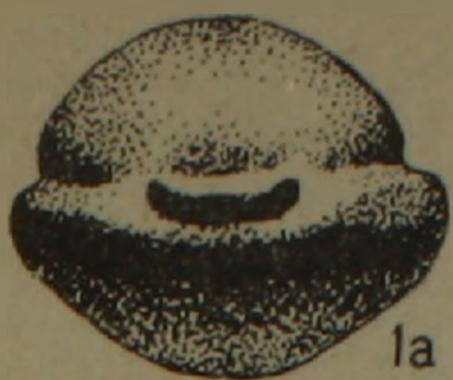
Табл. 1, рис. 1а, б, в.

1846. *Biloculina simplex* Orbigny, *Foram. Foss. Bass. Tert. Vienne.* стр. 264, табл. XV, фиг. 25—27.
1952. *Purgo simplex* Богданович. Труды ВНИГРИ, нов. серия, в. 64, с. 169, табл. XXV, рис. 2а, б.
1962. *Purgo simplex* Венгліньський, Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер, АН УССР, с. 85, табл. VII, рис. 2а, б.

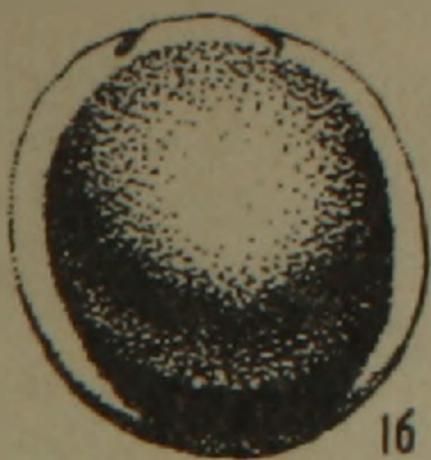
О р и г и н а л № 296 происходит из окрестностей гор. Ереван—гора Кяра-Молла, обр. 2239 (средний олигоцен).

М а т е р и а л. В нашем распоряжении имелось несколько экземпляров этого вида.

О п и с а н и е. Раковина округлая, двояко-выпуклая с закругленно-угловатым периферическим краем. Ширина превышает толщину в 1,2 раза. Со стороны устья раковина имеет неправильно широкоовальное очертание. Камеры ладьеобразные, округлые. Внешняя поверхность камер-



1a



1b



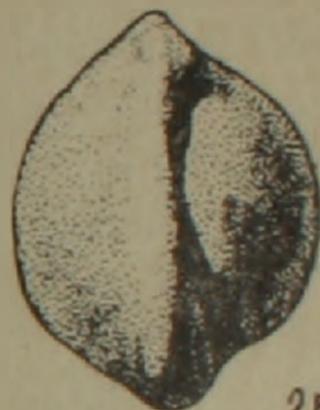
1b



2a



2b



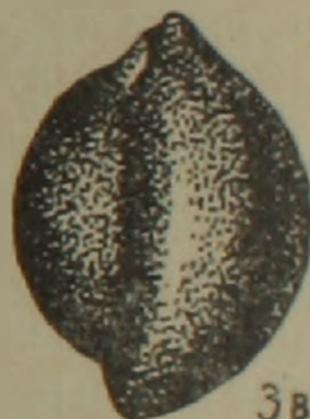
2b



3a



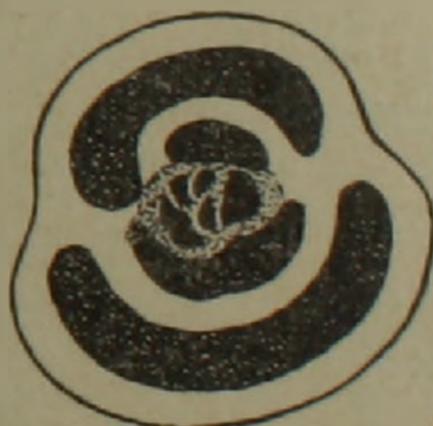
3b



3b



4



5

1a, б, в. *Pyrgo simplex* (Orbigny). Оригинал № 296, окрестности г. Ереван—гора Кяра-Молла, обр. 2239 (средний олигоцен), $\times 66$. 2a, б, в. *Pyrgo aff. simplex* (Orbigny) Оригинал № 28, с. Аван, скв. 1—опорная, гл. 1670—1677 м, обр. 2685 окрестности г. Ереван (олигоцен), $\times 66$. 3a, б, в. *Pyrgo aff. simplex* (Orbigny). Оригинал № 297, окрестности г. Ереван (с. Шорагбюр), скв. 4, гл. 233,25—233,75 м., обр. 44 (олигоцен), $\times 66$. 4. *Pyrgo aff. simplex* (Orbigny). (Поперечное сечение), г. Веди, штольня 104, гл. 15 м (олигоцен), $\times 66$. 5. *Pyrgo aff. simplex* (Orbigny). (Поперечное сечение), окрестности г. Ереван, скв. 5, обр. 2013 (олигоцен), $\times 66$.

значительно выпуклая. Внутренняя кайма* широкая у основания и сужающаяся в сторону устья. Устье поперечно-овальное, узкое, снабженное широким, низким пластинчатым зубом без боковых выростов. Стенка фарфоровидная, гладкая, блестящая.

Размеры:

длина	0,53—0,6	мм
ширина	0,52—0,57	мм
толщина	0,42—0,52	мм

Сравнительные заметки. Описанная форма отличается от *Purgo simplex* из миоценовых отложений венского бассейна меньшими размерами раковины.

От *Purgo simplex* (Orb.), описанного Венглинским из тортона Закарпатской области, описанная нами форма стличается только округлым очертанием и меньшей вздутостью раковины.

Местонахождение. Шаумянский, Вединский районы.

Геологический возраст. Оligocene (зона *Valvulineria*).

Распространение. Австрия, Западная Украина (миоцен), Армянская ССР (верхний эоцен-олигоцен).

Purgo aff. simplex (Orbigny)

Табл. I, рис. 2а, б; 4, 5.

Оригинал № 28 происходит из окрестностей г. Ереван, с. Аван (скв. I, опорная, гл. 1670—1677 м, обр. 2685) (олигоцен).

Оригинал № 297 происходит из с. Шорагбюр, скв. 4, гл. 233, 25—233, 75 м, обр. 44 (олигоцен).

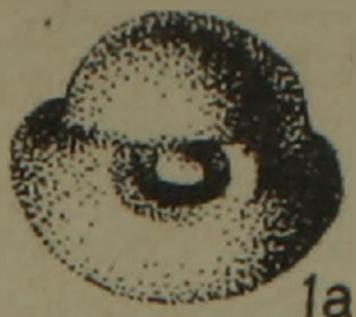
Материал. В нашем распоряжении имелось до 30 экземпляров этого вида различной сохранности.

Описание. Раковина широко-овальная, двойко-выпуклая, вздутая, шарообразная с закругленно угловатым периферическим краем. Ширина превышает толщину в 1,2 раза. Со стороны устья раковина имеет неправильно-овальное или округлое очертание. Камеры ладьеобразные, широкоовальные, с боковой стороны едва изогнутые, внешняя поверхность камер значительно выпуклая, внутренняя кайма округлая, узкая, почти одинаковой ширины. Шов явственный. Устье поперечно-овальное, удлиненное, неширокое, в средней части слегка сужающееся, снабженное широким и низким пластинчатым зубом с боковыми выростами. Устье окаймлено тонким закругленным не отогнутым ободком (не во всех экземплярах). Стенка фарфоровидная, гладкая, блестящая.

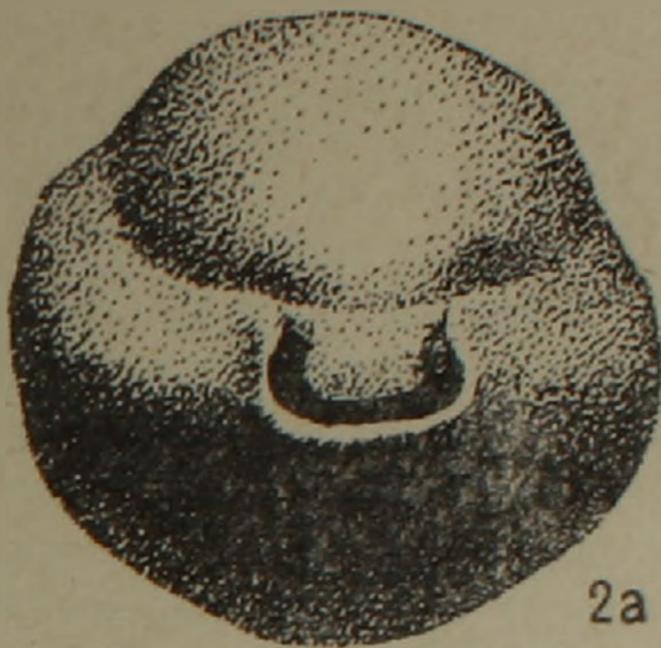
Размеры:

длина	0,4 — 0,98	мм
ширина	0,45—0,7	мм
толщина	0,3 — 0,62	мм

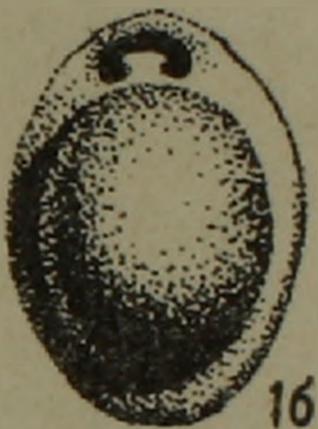
* Термин „внутренняя кайма“—заимствован у А. К. Богдановича, 1952, стр. 166.



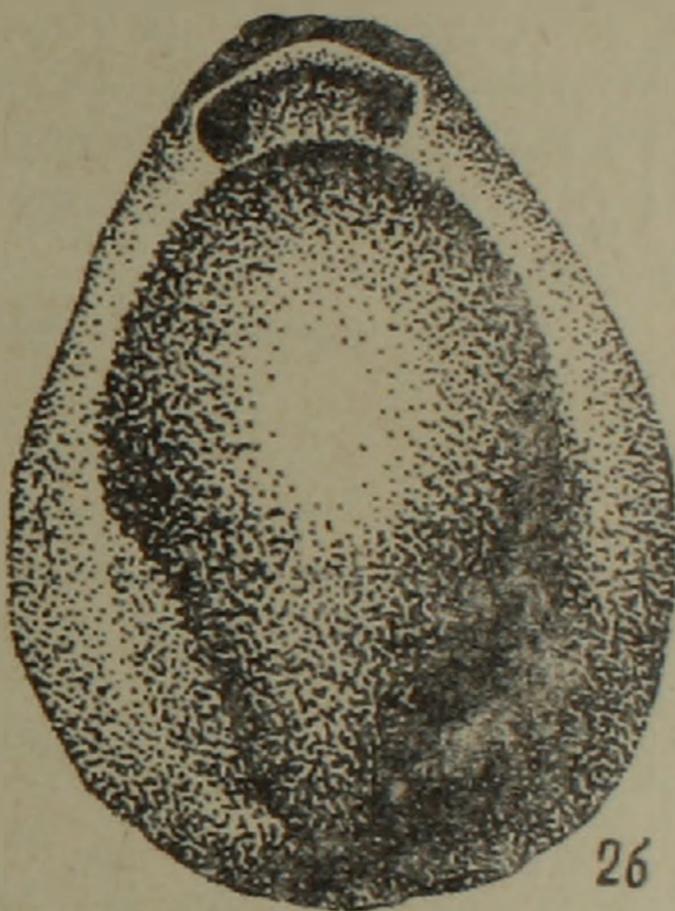
1a



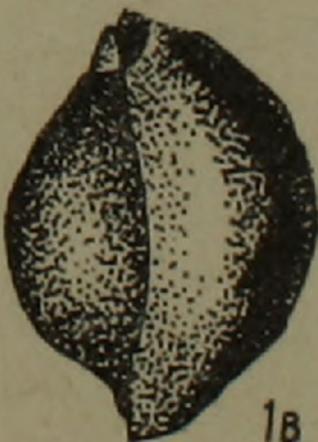
2a



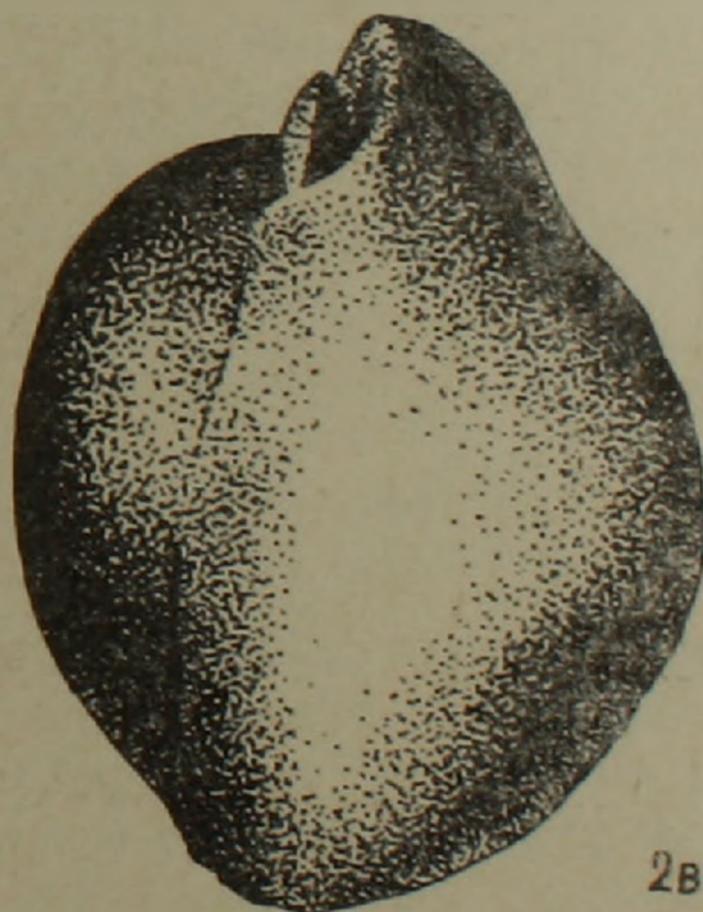
1b



2b



1v



2v

1a, б, в. *Pyrgo* aff. *inornata* (Orbigny). Оригинал № 298, окрестности г. Ереван, скв. 5, гл. 152 - 157 м, обр. 142 (олигоцен), $\times 66$. 2a, б, в. *Pyrgo* aff. *inornata* (Orbigny). Оригинал № 299, окрестности г. Ереван—гора Кяра-Молла, обр. 2241 (средний олигоцен), $\times 66$.

Мега- и микросферические генерации по внешним признакам почти не отличаются. В таблице I на рисунках 4 и 5 приведены их поперечные сечения.

Сравнительные заметки. От типичного экземпляра, изображенного Орбиньи (1846), наш вид отличается строением зуба, снабженного боковыми выростами. По общему облику и по строению зуба имеет большое сходство с изображением *Pyrgo bulloides*(Orb.) var. *calostoma* (Karrer) (1868) из миоцена венского бассейна, отличается слабо изогнутой формой последней камеры с более округленным угловатым периферическим краем.

Описанный вид имеет большое сходство с изображением *Pyrgo simplex* (Orbigny) из среднего миоцена Западной Украины, отличается строением зуба, снабженного боковыми выростами (А. К. Богданович, 1952).

Местонахождение. Окрестности г. Ереван, с. Аван, скв. № 1, с. Шорагбюр, Шаумянского района, Вединский район.

Геологический возраст. Оligocene.

Pyrgo aff. inornata (Orbigny)

Табл. II, рис. 1а, б, в; 2а, б, в.

Оригинал № 298 происходит из окрестностей г. Ереван, скв. 5, гл. 152—157 м, обр. 142, олигоцен.

Оригинал № 299 происходит из окрестностей г. Ереван—гора Кяра-Молла, обр. 2241, средний олигоцен.

Материал. В нашем распоряжении имелось 12 экземпляров этого вида.

Описание. Раковина овальная или овально яйцевидная, вздутая, сильно двояковыпуклая. Периферический край округлый. Со стороны устья раковина имеет широко овальное (почти округлое) очертание. Камеры ладьеобразные, овальные. У раковин с яйцевидной формой последняя камера у основания широкая и сужающаяся по направлению к устью. Шов углубленный, явственный. Устье широкое, овальное или угловато-овальное, поперечно расположенное. Зуб пластинчатый. Стенка фарфоровидная, слегка шероховатая.

Размеры:

длина 0,54—1,04 мм

ширина 0,42—0,83 мм

толщина 0,4—0,7 мм

Изменчивость. Варьирует форма раковины—овальная или овально-яйцевидная, форма устья—овальная, угловато-овальная или округлая; ширина пластинчатого зуба—от узкого до значительно широкого; характер стенки—гладкая или шероховатая.

Сравнительные заметки. От *Pyrgo inornata* (Orb.) из миоценовых отложений Венского бассейна *Pyrgo aff. inornata* (Orb.) из олигоценых отложений Ереванского бассейна отличается в основном

только пластинчатой формой зуба. Что касается верхнеэоценовых представителей, то надо отметить, что они встречаются в плохой сохранности, большей частью в виде ядер и не имеют всех признаков для полного отождествления с *Pyrgo inornata* (Orb.) (преимущественно зуб разрушен).

Местонахождение. Окрестности г. Ереван, Абовянский, Ехегнадзорский, Арташатский, Вединский районы.

Геологический возраст. Верхний эоцен—олигоцен.

Описанные оригиналы хранятся в коллекции лаборатории микрофауны ИГН АН Армянской ССР.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.II.1968.

Ն. Ա. ՍԱՀԱԿՅԱՆ, Գ. Ի. ՄԱԳՈՒՐԱ

ԲՄՐԳՕ ՍԵՌԻ ՆԵՐԿԱՅԱՑՈՒՑԻՉՆԵՐԸ ՀՍՍՀ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ
ԷՈՑԵՆԻ ԵՎ ՕԼԻԳՑԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻՑ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Pyrgo սեռի ներկայացուցիչները հայտնաբերված են վերին էոցենի և օլիգոցենի նստվածքներում: Պալեոցենում, ստորին և միջին էոցենում և միոցենում նրանք չեն հայտնաբերված:

Ըստ մորֆոլոգիական հատկանիշների՝ խեցու ձևի, ծայրամասի և ատամի կառուցվածքի, նրանք որոշվում են որպես *Pyrgo simplex* (Orbigny), *P. aff. simplex* (Orbigny) և *P. aff. inornata* (Orbigny).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Orbigny A. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne, Paris, 312 pp., 21 tab., 1846.
- Karrer F. Die miocene (Foraminiferenfauna) von Kostej im Banat Sitzungsber. (Akad.) Wiss. Wien (v. 58, pt. 1), 1868.
- Богданович А. К. Миллиолиты и пелероплиты. Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 64, 1962.
- Венгліньський В. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер. АН УССР, 1962.
- Саакян Н. А., Мартиросян Ю. А., Бубикян С. А. Биостратиграфическое расчленение третичных отложений ЮЗ части Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 33, 1967.

А. А. КОЛАКОВСКИЙ и М. Е. АРУТЮНЯН

CASTANOPSIS FURCINERVIS, КАК ХАРАКТЕРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ФЛОР КАВКАЗА

Хотя вопрос о возрасте и стратиграфическом положении дилижанской свиты все еще является предметом дискуссии, тем не менее проведенные в последние годы довольно детальные геологические и палеоботанические исследования все более и более подтверждают возрастные границы дилижанской свиты в пределах от олигоцена до нижнего миоцена (Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л., Саркисян О. А., 1958; Саркисян О. А., 1957, 1958).

Дилижанская свита, обнажающаяся на участке между рч. Блдан на западе и с. Куйбышево на северо-востоке, достигает до 500 м мощности и представлена в основном пресноводно-озерными отложениями, включающими флороносные слои, исследованные М. Е. Арутюнян в трех пунктах: Папанино-Шамахян, по дороге Дилижан-Кировакан и Дилижан-Иджеван.

Первые сборы ископаемой флоры были сделаны А. Л. Тахтаджяном в пункте Папанино в 1948 г. Список растений из этих флороносных слоев, насчитывающий 10 видов, был опубликован в статье Габриеляна А. А., Тахтаджяна А. Л. и Саркисяна О. А. (1958).

В результате наших раскопок, производившихся в указанных пунктах в течение 1962—1967 гг., собрана богатая коллекция преимущественно отпечатков листьев в количестве до 2000 экземпляров, которая находится в стадии окончательной доработки.

В дилижанской флоре по нашим предварительным данным насчитывается до 25 видов:

Г о л о с е м е н н ы е

<i>Pinus</i> sp. (<i>Haploxyton</i>)	<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongn)
<i>Taxodium dubium</i> (Sternb.) Heer	Heer

П о к р ы т о с е м е н н ы е

<i>Acer decipiens</i> A. Br.	<i>Cinnamomophyllum scheuchzerii</i>
<i>A. paleosaccharinum</i> Stur	(Heer) Kr. et Wld.
<i>Aralia looziana</i> Sap. et. Mar.	<i>Laurophyllum</i> sp.
<i>Betula prisca</i> Ett.	<i>Myrica hakeaefolia</i> (Ung.) Sap.
<i>Castanopsis furcinervis</i> (Rossm)	<i>Comptonia diforme</i> (Strbg.) Berry
Kr. et Wld.	<i>Zizyphus</i> (Ungeri) Heer
<i>Quercus</i> cf. <i>elaena</i> Ung.	<i>Populus rottensis</i> Weyland
<i>Juglans zaisanica</i> Iljinskaja	<i>Tilia</i> sp.
<i>Pterocarya paradisiaca</i> (Ung) Iljinskaja	<i>Ulmus carpinoides</i> Goepf.
<i>Cercis</i> sp.	<i>Ulmus longifolia</i> Ung.

Особый интерес представляет, несомненно, обилие отпечатков листьев *Castanopsis furcinervis* в широкой амплитуде их изменчивости. Не менее интересно также и то, что слои с кастанопсисом приурочены в основном к верхам дилижанской свиты, что, в свою очередь, может явиться показателем изменения климата и флоры и, соответственно, — руководящим признаком в расчленении дилижанской свиты.

Castanopsis furcinervis (Rossm.) Kr. et Wld.

Таб. 1, фиг. 1—8; табл. 2, фиг. 1—6; табл. 3, фиг. 1—4; табл. 4, фиг. 1—4.

Тип: Отпечатки листьев из олигоцена Богемии под названием *Phyllites furcinervis*, описанные Россмейслером. (Rossmässler, 1840:33) и изображенные на табл. VII, фиг. 25.

Phyllites venosus Rossm. *ibid.*, 1840:34; Tab. VIII, fig. 32.

Ph. subfalcatus Rossm. *ibid.*, 1840:35; Tab. VIII, fig. 35.

Ph. trivialis Rossm. *ibid.*, 1840:35; Tab. VIII, fig. 33, 34.

Ph. rhamnoides Rossm. *ibid.*, 1840:35; Tab. VIII, fig. 36, 37.

Ph. cuspidatus Rossm. *ibid.*, 1840:36; Tab. IX, fig. 38.

Ph. salignus Rossm. *ibid.*, 1840:37; Tab. IX, fig. 40.

Quercus furcinervis (Rossm.) Unger, Касумова, 1966:29, табл. IV, фиг. 6—9.

Quercus drymeja Ung., Касумова, 1966:28, табл. IV, фиг. 1—5; X, фиг. 10, 11.

Quercus evoluta Kassum., Касумова, 1966:31, табл. V, фиг. 4.

Quercus vetusta Kassum., Касумова, 1966:31, табл. VI, фиг. 2—9.

Quercus cf. vetusta Kassum., Касумова, 1966:32, табл. VI, фиг. 10.

Quercus talyschensis Kassum., Касумова, 1966:32, табл. VI, фиг. 12.

Quercus indjatschaensis Kassum., Касумова, 1966:33, табл. VII, фиг. 1—2.

Quercus sp., Касумова, 1966:32, табл. VI, фиг. 11.

Исследованные образцы: Д-81, 82, 104—106, 111, 113—115, 117, 119, 120, 125—127, 130, 138, 138^a, 235, 308, 367, 373, 373^a, 374, 374^a, 376, 391, 395, 398, 400, 401, 411, 411^a, 420, 441, 459, 459^a, 460—462, 474, 479, 489, 508, 510, 609, 616, 620, 639, 675, 686, 717, 1173—1178, 1181—1191, 1195, 1199, 1200, 1201—1210, 1400—1430.

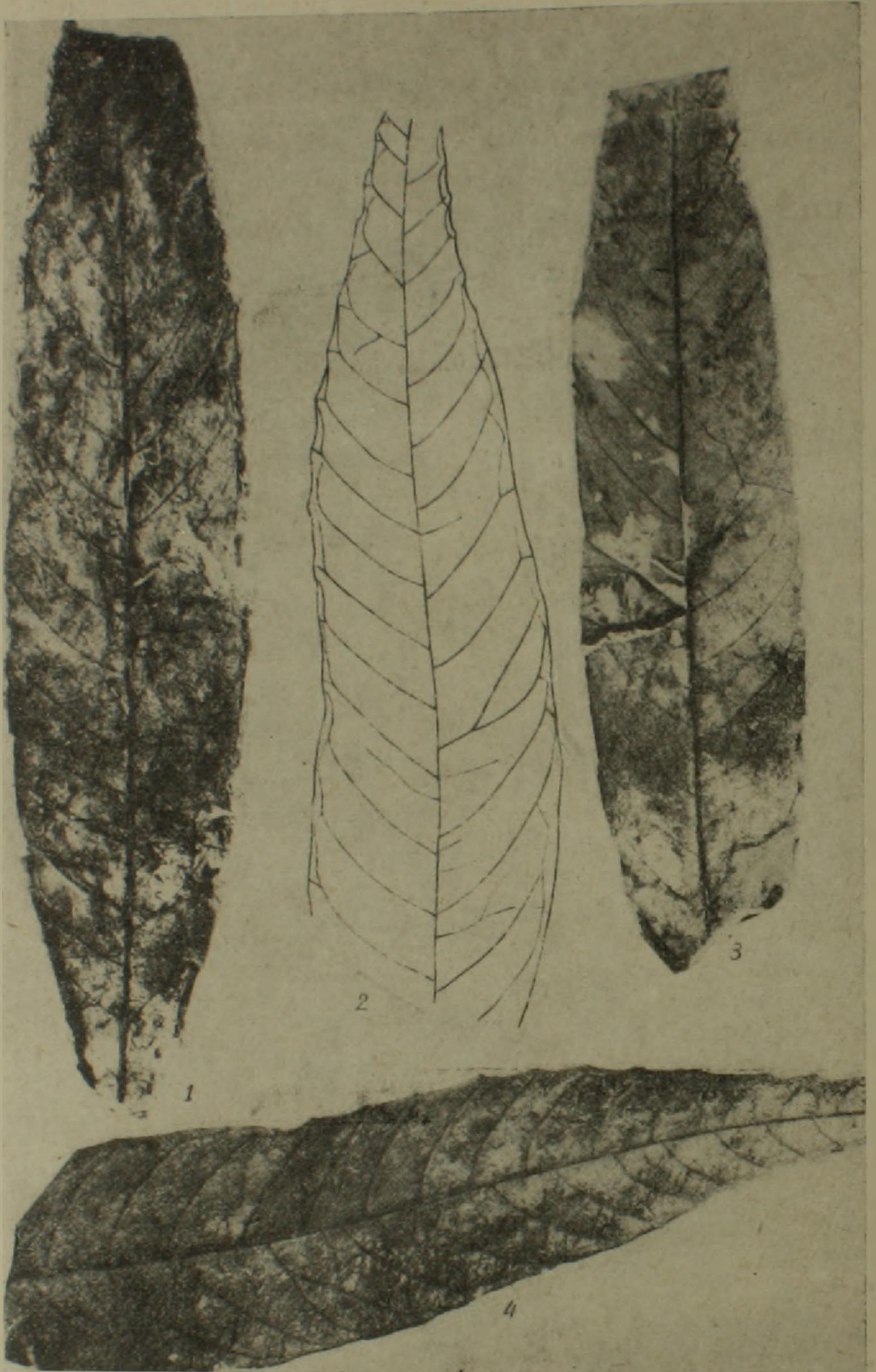
Описание: Листья от удлинено-ланцетных или почти линейных до широко-продолговатых, от 8 до 30 см дл. и от 1,2 до 8 см шир. Основание листьев узко-клиновидное, реже ширококлиновидное, верхушка листа в большинстве случаев постепенно и длинно заостренная и нередко сильно оттянутая до 3—5 см длины. Вторичные жилки, в числе от 14 до 25 пар, несколько дугообразные, отходят под углом от 35 до 80°. На участках листа, лишенных зубцов, петлевидно соединяющихся друг с другом, а в местах, где развиты зубцы, они явно краспедодромные, но с характерной бифуркацией близ края листа. Во многих случаях хорошо прослеживается переход брахиодромного ветвления вторичных жилок к краспедодромному. (Табл. 3, фиг. 2).



Фиг. 1. *Castanopsis furcineris* (Rossm.) Kr. et Wld.
Дилижанский район. Оligоцен.



Фиг. 1—6. *Castanopsis furcineruis* (Rossm.) Kr. et Wld.
Дилижанский район. Олигоцен.



Фиг. 1, 2, 4. *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld.
Фиг. 2. Схематическое изображение. Дилижанский район. Оligocen.



Фиг. 1—4. *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wld.
Дилижанский район. Оligоцен.

По характеру зубчатости листья очень изменчивы и встречаются почти цельнокрайние с единичными, мало выраженными зубцами у верхушки, или многозубчатые, с зубчиками, начинающимися от 5—6 нижней вторичной жилки. Зубцы также изменчивы по форме. В нижней части листа они очень пологие, слабо выраженные, придающие волнистость краю, а выше, с уже явно намечающимися пологими выемками и короткой, туповатой верхушкой. На некоторых экземплярах они особенно хорошо выражены, со слегка дугообразной спинкой, несколько крючковидно изогнутой верхушкой до 3—4 мм дл. и с широкой выемчатой площадкой в верхней их части.

На участках, где вторичные жилки более расставленные, иногда имеются промежуточные жилки, по одной-две, отходящие почти горизонтально и вскоре же соединяющиеся с нижней вторичной жилкой.

Третичные жилки тонкие, расставленные, отходят от главной и вторичных под тупым углом, нередко вильчато ветвящиеся в числе 10—14 на каждую вторичную жилку. Жилки последнего порядка почти перпендикулярны к третичным, ветвящиеся и образующие ячейки неправильно-угловатой формы.

С р а в н е н и е. При сравнении отпечатков наших листьев с листьями из олигоцена Богемии, описанными Россмейслером под разными названиями (*Phyllites furcinervis*, *Ph. venosus*, *Ph. trivialis*, *Ph. subfalcatus*, *Ph. rhamnoides*, *Ph. cuspidatus*, *Ph. salignus*), оказывается, что вся гамма изменчивости листьев из обоих указанных флор в точности совпадает. Это говорит, во-первых, о том, что *Castanopsis furcinervis* или *Phyllites furcinervis* Россмейслера надо понимать более широко с включением всех перечисленных выше видов и, во-вторых, что этот вид отличается довольно значительным полиморфизмом своих листьев, но сохраняет тем не менее характерные морфологические признаки, отличающие его от *Dryophyllum* и *Quercus*. Наличие типичных форм листьев, часто с удлиненной верхушкой и клиновидным основанием хорошо отличает этот олигоценый вид от видов более поздних флор Кавказа и Европы, нередко определяемых также под этим названием. Некоторые конвергентно сходные мы находим, например, в плиоценовой флоре Кодора (Колаковский А. Б., 1964:80, табл. XXV, фиг. 1—2). Другие виды *Castanopsis* из этой же флоры обычно имеют листья с округлым основанием и хорошо отличаются от типичного *Castanopsis furcinervis*. Наши отпечатки листьев проявляют исключительное сходство также с *Castanopsis furcinervis*, описанным Крейзелем и Вейландом (Krausel und Weyland, 1950:44) и изображенным на табл. VIII, фиг. 4, 5, 7, 8. Они обнаружили почти полное сходство с отпечатками листьев из олигоцена Азербайджана, отнесенных Г. М. Касумовой к роду *Quercus* и нередко описанных под новыми названиями наряду; с приведенным *Quercus furcinervis*, отнесенным к роду *Quercus*, это будут: *Quercus drymeja* Ung., *Q. evoluta*, Kassum., *Q. vetusta* Kassum., *Q. cf. vetusta* Kassum., *Q. talyschensis* Kassum., *Q. indjatschaensis* Kassum. и *Q. sp.*

Несмотря на то, что Г. М. Касумова сопоставляет описанные ею дубы с некоторыми восточно-азиатскими (*Quercus argentata* Korth и *Q. conopsea* Naves), последние проявляют с ними лишь некоторое конвергентное сходство. И несмотря на то, что подобное же сходство с листьями современных северо-американских дубов наблюдается и у наших листьев, мы не имеем основания относить отпечатки листьев и наших и россмейслеровских к этому роду, так как Крейзелем и Вейландом на основании характерной анатомической структуры эпидермиса была доказана явная принадлежность подобных листьев к роду *Castanopsis*, тем более, что и у некоторых современных видов, как например, у *Castanopsis chinensis* Hance и *C. tribuloides* A. DC и других имеются листья, еще более сходные с ископаемыми.

Достоверность определения. В связи с тем, что на большом материале удается проследить совпадение изменчивости наших листьев с типовыми Россмейслера, а также с исследованными Крейзелем и Вейландом из Альтенбурга, можно считать достоверность определения наших экземпляров достаточно высокой.

Историческое распространение. Не имея возможности пересмотреть остатки из миоценовых и плиоценовых флор Европы, определяемых нередко как *Castanopsis furcinervis* (Rossm.) Kr. et Wild. мы тем не менее считаем, что наиболее достоверным является его принадлежность к олигоценовым отложениям Богемии, Германии, предгорий Малого Кавказа и Дилижана.

Био-экологический тип. Судя по обилию листьев в флороносных слоях, можно предположить, что это было дерево со сплошным, возможно, кратковременным листопадом. Решить вопрос, была ли это порода листопадная или вечнозеленая с весенним сплошным листопадом крайне трудно, так как характер отпечатков говорит все же больше в пользу того, что листья отличались более мезофильной структурой и не были грубо кожистыми, вечнозелеными, сохраняющимися в течение нескольких лет.

Подобную структуру имеют, например, листья *Castanopsis chinensis*, являющегося эдификатором субтропических и даже тропических лесов Юго-Восточной Азии. Поэтому *Castanopsis furcinervis* надо полагать, был свойственен лесам влажно-субтропического климата или же прибрежным формациям в условиях более сухого субтропического климата.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 22.V.1968.

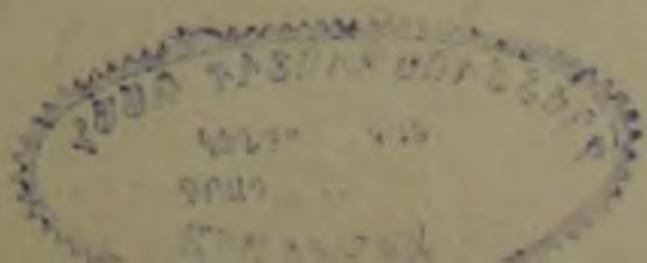
Ա. Ա. ԿՈՒՍՈՎՍԻԻ ԵՎ Մ. Ե. ՇԱՐՈՒՅՈՒՆՅԱՆ

CASTANOPSIS FURCINERVI-Ը ՈՐՊԵՍ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՒԻԳՈՑԵՆԻ
ՖԼՈՐԱՅԻ ԲՆՈՐՈՇ ՏԱՐՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Դիլիջանի շրջանում հայտնի են բրածո ֆլորայի մոտ 25 տեսակներ, որոնցից իրենց առատութիամբ և բազմաձևութիամբ աչքի են ընկնում *Castanopsis*

Известия, XXII, 2—2



furcinervis-ի տերևների դրոշմվածքները: *Castanopsis*-ը հանդես է գալիս միայն Դիլիջանի շերտախմբի վերին մասերում, որով նա կարևոր նշանակություն է ստանում ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանման տեսակետից՝ հանդիսանալով միաժամանակ կլիմայի և ֆլորայի փոփոխության ցուցանիշ:

Դիլիջանի ֆլորայի ավելի քան 100 նմուշների ուսումնասիրություններից պարզվել է, որ նրանք լիովին համապատասխանում են Բոհեմիայի ֆլորային: Ոսումեսլերի կողմից նկարագրված *Castanopsis furcinervis*-ը կամ *Phyllites furcinervis*-ը միևնույն տեսակն են, որի մեջ ընդգրկվում են հոգվածում թվարկված բոլոր տեսակները: Այս տեսակը բնորոշվում է իր տերևների զգալի բազմաձևությամբ՝ միաժամանակ սլանդանելով իրեն բնորոշ մորֆոլոգիական հատկանիշները, որոնցով նա տարբերվում է *Dryophyllum*-ից և *Quercus*-ից:

Ամենայն հավանականությամբ *Castanopsis furcinervis*-ը հանդիսանում է Բոհեմիայի, Գերմանիայի, Փոքր Կովկասյան նախալեռների և Դիլիջանի օլիգոցենի նստվածքների համար բնորոշ ձև:

Պետք է ենթադրել, որ բիո-էկոլոգիական տեսակետից *Castanopsis furcinervis*-ին հատուկ են եղել խոնավ կամ չոր մերձարևադարձային կլիմայական պայմանների առափնյա ֆաջիաները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Габриелян А. А., Тахтаджян А. Л. и Саркисян О. А. О возрасте угленосно-сланценовой свиты окрестностей гор. Дилижан. Изд. АН Армянской ССР, 1958.
- Касумова Г. М. Флора олигоценых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Изд. АН Азербайджанской ССР, 1966.
- Колаковский А. А. Плиоценовая флора Кодори. Сухумский ботанический сад, Изд. АН Грузинской ССР, Монографии, вып. 1, 1964.
- Саркисян О. А. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1957.
- Kräusel R. und Wejland H. 1950. Kritische untersuchungen zur Kutikularanalyse tertliärer blätter, Paleontographica Bd. XCI, abt. B.
- Rossmässler E. A. 1840, Beitrage zur Versteinerungskunde, Erster Heft, die Versteinerungen des Braunkohlensandsteins aus des Gegend von Altsattel in Böhmen.

Р. А. АРАКЕЛЯН, Ш. С. ОГАНЕСЯН

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР В СВЯЗИ С ВЫЯСНЕНИЕМ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На территории Армянской ССР выделяются три крупных структурно-формационных тектонических зон юго-восток — северо-западного простирания, резко отличающиеся друг от друга по истории геологического развития, типу складчатых структур и времени их образования, характеристике гравитационного и магнитного полей, магматизму и металлогении [2, 4, 5, 6, 7].

1. Сомхето-Кафанская зона, расположенная в северной части Армянской ССР и протягивающаяся в северо-западном и юго-восточном направлениях в сопредельные с Арменией республики.

2. Складчатая зона Армении, охватывающая центральную часть Армении (Базумский, Памбакский и Севанский хребты, Мисхано-Апаранский и Зангезурский массивы), в которую входит также наложенный Амасийско-Севано-Карабахский офиолитовый пояс, который в юго-восточной части Закавказья накладывается на первую зону.

3. Арагац-Нахичеванская зона располагается южнее Мисхано-Апаранского массива и Варденисского хребта и юго-западнее Зангезурского массива, охватывая всю территорию ЮЗ части Армянской ССР и Нахичеванской АССР до р. Аракс.

Каждая из указанных структурно-формационных зон имеет свои положительные (антиклинории) и отрицательные (синклинории) структурные элементы, а также выступы доальпийского фундамента в виде горстовых поднятий или же ядер брахиантиклинальных структур, в пределах которых наблюдаются определенные фациальные изменения разрезов различных структурных этажей.

По простиранию в каждой из указанных тектонических зон наблюдаются также изменения структурного плана и интенсивности складчатости и фациальные изменения, которые обусловлены наличием поперечных структурных зон. Такое распределение фаций и мощностей, а также структур второго и третьего порядков указывает на сильно раздробленное состояние фундамента, начиная с альпийского этапа развития Закавказья, а возможно и в герцинском этапе.

Границы указанных зон местами не совсем четкие ввиду наложения формаций отдельных структурных этажей на смежные зоны и широкого развития эффузивно-пирокластических покровов плиоцен-четвертичного структурного этажа, который нередко перекрывает и накладывается на смежные тектонические зоны (Гегамский, Варденисский, Сисианский и Горисский вулканические нагорья).

Нередко более молодые структурные этажи смежных тектонических зон накладываются на более древние структуры или наследуют их, что на первый взгляд нарушает структурно-формационное единство каждой тектонической зоны. Но исходя из истории геологического развития указанных зон, слагающих их формаций и широкого развития в них определенных структурных этажей, это единство является очевидным.

В последние годы стало возможным использовать для тектонического районирования территории Армянской ССР и уточнения границ различных тектонических зон данные геофизических, главным образом, гравиметрических работ. Если первые попытки сопоставления геофизических данных с тектонической схемой Армянской ССР выявили закономерное зональное изменение интенсивности геофизических полей, обусловленное различием геологического строения крупных тектонических структур территории Армянской ССР (Донабедов А. Г., Аджимамудов Э. Б., 1957), то в последующие годы, благодаря широкому применению более детальной гравиметрической съемки, накопился дополнительный фактический материал, позволяющий ввести значительные изменения в существующие представления о гравитационном поле территории Армянской ССР, уточнить границы различных крупных структурных элементов, а, следовательно, и глубинное геологическое строение территорий, покрытых мощными молодыми лавовыми покровами.

Несмотря на то, что гравитационное поле Армении в редукции Буге повсеместно характеризуется отрицательными значениями аномалий силы тяжести, по интенсивности, простиранию и форме аномалий силы тяжести здесь выделяются три аномальные зоны: Среднеараксинская, Центральная, Алаверди-Иджеванская, Горис-Кафанская, которые отделяются друг от друга гравитационными ступенями.

По характеру магнитного поля территория Армянской ССР также разделяется на три зоны: северная, центральная и южная, которые в основном совпадают с указанными выше гравитационными зонами.

Прежде чем перейти к структурно-формационной характеристике указанных выше тектонических зон, необходимо отметить, что на территории Армянской ССР и сопредельных с ней республик выделяются следующие крупные структурные этажи:

Догерцинский этап: 1. Протерозой-нижнепалеозойский структурный этаж.

Герцинский этап: 2. Поздний силур-раннекаменноугольный структурный этаж. 3. Ранняя пермь — позднепермский структурный этаж.

Альпийский этаж, где выделяются три подэтапа:

Раннеальпийский подэтап: 4. Ранняя юра—среднеюрский (лейасбат) структурный этаж. 5. Поздняя юра — раннемеловой (келловей-апт) структурный этаж.

Среднеальпийский подэтап: 6. Поздний мел-палеоценовый (сеноман-палеоцен) структурный этаж. 7. Эоцен-олигоценый структурный этаж.

Позднеальпийский подэтап: 8. Ранний миоцен-сарматский структурный этаж. 9. Мэотис-антропогеновый структурный этаж.

В пределах отмеченных трех тектонических зон отложения не всех указанных структурных этажей развиты одинаково. Некоторые из них для отдельных тектонических зон были основными и определяющими.

Структурные этажи разных тектонических зон различаются по времени своего начала и завершения, а некоторые из них в отдельных зонах носят локальный характер.

Сомхето-Кафанская зона. С севера указанная зона граничит с Аджаро-Триалетской складчатой системой, которая протягивается до меридиана г. Тбилиси, а с северо-востока и востока соответственно с Караязо-Евлахским и Бардинским прогибами юго-восточного борта Куринской депрессии.

Юго-западной границей указанной тектонической зоны (в ее северо-западной части) является северо-восточный борт Севано-Ширакского синклинория, перекрытый лавами Ахалкалакского нагорья. Эта граница проводится по зоне сгущения градиентов силы тяжести.

Единство Сомхето-Кафанской зоны нарушается наложением на нее Севано-Акеринского шовного синклинория, который отделяет Карабахскую ее часть от Кафанской.

С юго-востока Сомхето-Кафанская зона резко ограничивается от Армянской складчатой зоны Гирратахским разломом, а с юга—Карадагским (Иран) выступом догерцинского фундамента близширотного простирания. На северо-западе граница указанных зон нечеткая; она перекрыта здесь плащом четвертичных и поздне третичных вулканических образований.

Армянская часть Сомхето-Кафанской тектонической зоны в гравиметрическом отношении соответствует Алаверди-Иджеванской зоне повышенных значений аномалий силы тяжести на севере и Горис-Кафанской зоне на юго-востоке.

В пределах Алаверди-Иджеванской зоны отчетливо фиксируется региональное увеличение значений аномалий силы тяжести в северо-восточном направлении в сторону Куринской депрессии, несмотря на погружение плотных пород мезозоя под кайнозойские образования. Это явление можно объяснить или уменьшением мощности земной коры в сторону Куринской депрессии, или же уменьшением мощности гранитного слоя и увеличением базальтового [3].

По характеру магнитного поля Алаверди-Иджеванская и Горис-Кафанская зоны максимума силы тяжести характеризуются спокойным магнитным полем с небольшим горизонтальным градиентом аномалий (ΔT_a) в основном положительного знака. Выступы фундамента в виде брахиантиклинальных структур и горстовых поднятий известны в Храмском и Локском массивах, а также на Мурхузском хребте и в басс. р. Асрик.

Из отложений герцинского цикла седиментации известны лишь в пределах Храмского массива маломощные туфогенно-осадочные эпиконтинентальные породы среднего и позднего карбона.

Основными структурно-формационными комплексами Сомхето-Кафанской тектонической зоны являются:

1. Ранне-среднеюрский структурный ярус, представленный в основании маломощным терригенным лейасом и мощным (до 3,5 км) вулканогенным (андезитовая формация и плагиолипаритовая субвулканическая субформация) доггером*.

2. Позднеюрский-раннемеловой структурный ярус (мощностью до 3 км), сложенный вулканогенно-осадочным, вулканогенным и частично вулканогенно-карбонатным комплексом пород позднеюрского времени (в основном андезито-дацитовая — пирокластолитовая формация с подчиненной ей рифогенно-карбонатной формацией), вулканогенными (в той же формации), туфогенно-осадочными и терригенно-карбонатными отложениями раннего мела.

3. Позднемеловой-палеоценовый структурный ярус в основном приурочивается к северо-восточной периферии Сомхето-Кафанской зоны и внутри нее проявляется лишь частично, наследуя синклинии второго структурного яруса.

Отложения более молодых структурных ярусов здесь не выявлены. Они имеют широкое развитие в смежных тектонических зонах.

Распределение фаций и мощностей на всем протяжении указанной тектонической зоны неравномерное; имеются структуры второго порядка с сокращенными разрезами отдельных стратиграфических подразделений.

В Сомхето-Кафанской тектонической зоне имеют широкое распространение многофазные гранитоидные интрузивные комплексы предверхнемелового (плагиогранитовая и диоритовая формации) и верхнеэоценового (гранодиоритовая формация) возрастов.

Современная структура Сомхето-Кафанской тектонической зоны, которая начала формироваться в доггере и окончательно оформилась в конце мела—палеогена, состоит из ряда структурных элементов (антиклинориев и синклинориев), которые, в свою очередь, расчленяются на ряд структур второго порядка. По своей морфологии складчатые структуры в различных частях зоны существенно отличаются. В приподнятых частях преобладают брахиантиклинальные и коробчатые складки, а в наиболее погруженных частях и приразломных зонах — линейно-сжатые структуры.

Армянская тектоническая зона. В северо-восточной части Армянской ССР указанная зона граничит с Сомхето-Кафанской зоной. Характер изменения гравитационного поля и направление изоаномалий силы тяжести дают возможность предполагать, что граница между Сомхето-Кафанской и Армянской тектоническими зонами прослеживается не по юго-западному побережью оз. Севан, как это предполагают

* Расчленение магматических формаций Армянской ССР приводится по Р. Т. Джрбацияну, Б. М. Меликсетяну, Р. Л. Мелконяну [5].

некоторые исследователи [1, 4, 6], а по северо-восточному его побережью, северо-восточнее Шахдагского хребта.

В пределах Кафанского района границей указанных тектонических зон является Гирратахский разлом, хорошо выраженный зоной повышенных градиентов силы тяжести.

Южная граница Армянской тектонической зоны в северо-западной части Закавказья проходит по южному борту выступа догерцинского метаморфического комплекса и выражена зоной сгущения градиентов силы тяжести, протягивающейся в близширотном направлении до оз. Севан. В своей крайней северо-западной части указанная граница скрыта под отложениями Ленинанканской наложенной мульды.

В юго-восточной части Армянской ССР юго-западная граница Армянской тектонической зоны перекрыта молодыми вулканогенными образованиями Варденисского и Сюникского вулканических нагорий.

В своем тектоническом строении указанная зона неоднородна. В северо-западной части она несколько расширяется и в ее состав входят Ширакский и Степанаванский синклиории, Базумский и Арзакано-Апранский антиклиории. На юго-востоке ее составными частями являются наложенный Севано-Акеринский синклиорий, Сюникский антиклиорий и несколько расширенный поперечный (частично наложенный) Джермук-Кельбаджарский синклиорий.

В гравиметрическом отношении Армянская тектоническая зона является составной частью крупной зоны центрального минимума.

Исходя из геологического строения различных частей территории, охватывающей зону центрального минимума, и формаций, слагающих различные крупные структурные элементы, здесь, по внутреннему различию характера гравитационного поля, выделяются следующие подзоны:

1. Северо-западная подзона — охватывает северо-западную часть Армянской ССР (Памбакский, Ширакский и Базумский хребты) и далее продолжается на территории Грузинской ССР.

2. Юго-восточная подзона — начинается с юго-восточного побережья оз. Севан, протягивается в юго-восточном направлении, охватывая Севанский, Варденисский и Зангезурский хребты.

3. Гравитационные депрессии: а) Ленинанканская, б) Арагац-Спитаксарская.

4. Подзона, соответствующая Еревано-Ордубадскому синклиорию.

Первые две подзоны входят в Армянскую тектоническую зону, а последние две (кроме Ленинанканской депрессии) относятся к следующей Арагац-Нахичеванской зоне, в которую входит также гравитационная зона среднеараксинского максимума, описание которой будет приведено ниже.

В магнитометрическом отношении зона центрального минимума соответствует центральной зоне магнитного поля Армянской ССР, характеризующейся резко переменным магнитным полем с наличием значи-

тельных по интенсивности и размерам положительных и отрицательных магнитных аномалий. Первые, по всей вероятности, соответствуют четвертичным лавовым покровам, а последние — районам, лишенным указанных покровов.

Армянская тектоническая зона является эвгеосинклинальным прогибом поздней фазы раннеальпийского этапа развития Закавказья (нижний мел), заложенного на метаморфическом комплексе догерцинского фундамента. Выходы фундамента в указанной тектонической зоне известны в пределах Арзакан-Апаранского и Зангезурского массивов и др. Они образуют брахиантиклинали, горстовые и шовные поднятия вдоль крупных разломов.

Отложения герцинского седиментационного цикла в Армянской тектонической зоне почти отсутствуют и только в пределах Зангезурского массива (в ее юго-восточной части) наблюдается резкое трансгрессивное (с базальным конгломератом в основании) залегание пород верхнего девона и нижней перми на догерцинский фундамент (район с. Шишкерт и басс. р. Гехи).

Основными структурно-формационными комплексами альпийского этапа Армянской тектонической зоны являются:

1. Раннемеловой структурный ярус, представленный вулканогенно-осадочной и карбонатно-терригенной формациями, мощностью до 2 км, и вулканогенной липаритовой субформацией. Указанный структурный ярус имеет широкое распространение в наложенном Севано-Акеринском синклинории и в Базумском горстовом поднятии.

2. Поздний мел-палеоценовый структурный ярус. Представлен вулканогенной спилит-диабазовой вулканогенно-осадочной и осадочной формациями. Первые (сеноман-коньяк) развиты лишь в Севано-Акеринском синклинории, а осадочные формации (сантон-палеоцен) характерны для всей тектонической зоны. Этот структурный ярус завершается терригенно-карбонатной флишоидной формацией (даний-палеоцен), которая в основном развита в Севано-Ширакском синклинории.

3. Эоцен-олигоценый структурный ярус здесь имеет весьма широкое распространение и является одним из основных. Образования этого структурного яруса представлены: вулканогенными (нижний и средний эоцен — андезитовая формация и липаритовая субформация; верхний эоцен-олигоцен — трахиандезитовая формация), вулканогенно-осадочными и реже осадочными формациями (олигоцен — угленосно-сланцевая и терригенная формации).

Во внутренних и сопредельных поднятиях вулканогенные образования сменяются терригенно-карбонатной формацией небольшой мощности.

Интрузивные породы в пределах Армянской тектонической зоны представлены основными и ультраосновными (гипербазитовая и пироксенит-габбровая формации) породами верхний мел — олигоценового возраста и образуют офиолитовый наложенный шовный пояс, а также круп-

ные многофазные интрузии габбро-диоритовой, гранодиоритовой, габбро-монцонит-сиенитовой формации и сиенитовой субформации (верхний эоцен-олигоценового возраста).

4. Позднеальпийский (орогенный) подэтап в указанной тектонической зоне проявляется слабо и выражен отдельными небольшими наложенными прогибами, выполненными субконтинентальными терригенно-угленосными и диатомитово-озерными формациями. Более интенсивно здесь проявляется наземный вулканизм, представленный трахилипаритовой, трахиандезитовой, андезито-дацитовой и андезито-базальтовой формациями. Указанные формации заполняют наложенные структуры, тяготеющие к границе Арагац-Нахичеванской зоны.

В фациальном отношении и по распределению мощностей эта тектоническая зона неоднородна; здесь намечаются структуры второго и третьего порядков, в пределах которых происходят те или иные закономерные изменения фаций и мощностей слагающих их образований.

По морфологии складчатых структур характерными для указанной зоны являются вытянутые, почти линейные, сравнительно узкие складки и в поперечно наложенных зонах брахиантиклинальные структуры. Обычно структуры асимметричные, с крутыми юго-западными и более пологими северо-западными крыльями. Здесь также широко распространена дизъюнктивная дислокация, хорошо прослеживаемая на значительные расстояния с амплитудой смещения в несколько сот метров, иногда до 1 км и более.

Арагац-Нахичеванская зона. На северо-западе она отделяется от Армянской тектонической зоны полем больших градиентов силы тяжести, о чем было сказано выше.

В гравиметрическом отношении Арагац-Нахичеванская зона охватывает юго-западную часть центрального минимума, характеризующегося интенсивной отрицательной аномалией, ограниченной со всех сторон узкой линейно вытянутой зоной больших градиентов силы тяжести и Среднеараксинского максимума, состоящего из локальных относительных максимумов различной формы интенсивности и ориентировки, ограничивающих отдельные зоны минимумов. Обычно здесь локальные максимумы соответствуют выступам герцинского и догерцинского фундамента под маломощным осадочным чехлом, а минимумы — прогибам, заполненным мощными осадочными отложениями позднеальпийского подэтапа. Характер гравитационного поля свидетельствует о сложном блоковом строении догерцинского фундамента.

В магнитометрическом отношении Среднеараксинская подзона максимума характеризуется однородным магнитным полем, близким к нормальному.

В Арагац-Нахичеванской зоне выделяются следующие крупные структурные единицы первого порядка: Арагац-Спитаксарский прогиб, Ереван-Ордубадский синклинорий, Даралагязский антиклинорий и Приараксинский наложенный прогиб.

По простиранию указанная тектоническая зона неоднородна. В ее

геологическом и тектоническом строении выделяется ряд крупных структурно-формационных зон (Еревано-Вединская и Айоцзорская, Ранчпарская и Нахичеванская и др.), отделяющихся друг от друга поперечными зонами поднятий догерцинского и герцинского фундамента.

Указанные крупные структурные элементы имеют внутренние поднятия второго порядка в виде брахиантиклиналей, сложенных палеозойскими породами, горстообразные выступы догерцинского фундамента, а также прогибы, осложненные складчатостью третьего порядка.

Арагац-Нахичеванская зона в основном является миеосинклинальным прогибом, заложившемся в герцинском этапе развития Закавказья. Фундаментом здесь является догерцинский (нижнепалеозойский — верхнепротерозойский) метаморфический комплекс, на котором залегают осадочные отложения ранне- и позднегерцинских подэтапов. Взаимоотношений образований герцинского этапа с породами догерцинского фундамента в указанной зоне не наблюдается и не был вскрыт их контакт даже в глубоких скважинах (Велидагская опорная скважина).

Породы догерцинского фундамента Арагац-Нахичеванской зоны известны в ядре Ераносской антиклинали и были вскрыты в Тазагюхской опорной скважине (на глубине 570 м), пробуренной в пределах Тазагюхского выступа фундамента (скв. 114 Паракар, 115 Звартноц). Здесь образования герцинского этапа отсутствуют и на догерцинском фундаменте непосредственно залегают отложения мела, палеогена, а местами и неогена.

Таким образом, в пределах Арагац-Нахичеванской зоны доальпийский фундамент неоднороден; в юго-восточной части он представлен осадочными образованиями герцинского этапа, а в северо-западной части и, в особенности, в зонах поднятий этого района фундаментом является догерцинский метаморфический комплекс. Отложения раннегерцинского подэтапа (поздний силур (?) — ранний карбон) представлены нормально-морскими терригенными и карбонатными формациями с максимальной мощностью свыше 3 км.

В среднегерцинский подэтап развития (средний и поздний карбон) весь регион Арагац-Нахичеванской зоны представлял собой зону поднятия.

Образования позднегерцинского подэтапа (ранняя пермь — поздний триас) представлены в основном морскими карбонатными формациями с локальным распространением терригенно-угленосных и доломитовых формаций замыкающегося бассейна, с максимальной мощностью осадков до 2 км.

В начале альпийского этапа указанная зона характеризуется развитием в ней, в основном, осадочных образований раннеальпийского (доггер — ранний мел) подэтапа с незначительным локальным распространением вулканогенных фаций (диабазовая формация). Указанные образования имеют незначительное площадное распространение (Айоцзор и Нахичеванская АССР).

Одним из основных ранних структурных этажей альпийского этапа

развития Арагац-Нахичеванской тектонической зоны считается поздний мел-палеоценовый структурный этаж.

Образования нижнего структурного (поздний мел-палеоцен) этажа в основном представлены осадочными формациями и лишь незначительное распространение имеют эффузивные (спилит-диобазовые) и вулканогенно-осадочные (яшмово-пирокластические) формации нижнеконьякского возраста, приуроченные к шочным зонам, имея ограниченное распространение.

Осадочные образования данного структурного этажа в указанных выше различных структурно-фациальных зонах, разделяющихся поперечными структурами, а также во внутренних конседиментационных поднятиях представлены различными формациями (карбонатными — сеноман, турон, сенон; терригенно-карбонатными — даний, палеоцен; терригенными — турон, коньяк, сантон).

Отложения эоцен-олигоценового структурного яруса представлены в основном терригенными (верхний эоцен, олигоцен), терригенно-карбонатными (эоцен) и туфогенно-терригенными (ср. эоцен) формациями большой мощности. Во внутренних поднятиях преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные формации (неполные разрезы сокращенной мощности).

В сторону границы с Армянской тектонической зоной в палеогеновых образованиях количество пирокластического материала увеличивается и появляются потоки эффузивов андезитовой формации.

Позднеальпийский (орогенный) подэтап в Арагац-Нахичеванской зоне представлен наиболее полно и его осадочные образования заполняют ряд наложенных, а местами унаследованных прогибов (Арагац-Спитаксарский, Ранчпарский, Нахичеванский, Октемберянский, Сабунчинский и др.).

Ранний миоцен-сарматский структурный этаж здесь в основании представлен пестроцветной молассовой формацией (верхний олигоцен? — нижний миоцен), которая вверх по разрезу сменяется терригенно-гипсоносно-соленосной формацией (средний миоцен). Над последней местами с несогласием залегает морская терригенная формация сармата. Мощность указанного структурного этажа достигает 3 км.

Мэотис-антропогеновый структурный этаж представлен в основном вулканогенными (андезито-дацитовыми, липаритовыми и андезит-базальтовыми) аллювиально-пролювиальными и озерными формациями, которые перекрывают значительную часть указанной тектонической зоны.

Интрузивные породы имеют весьма ограниченное распространение и представлены мелкими субвулканическими телами субвулканической гранитовой и андезито-базальтовой формации.

Арагац-Нахичеванская зона в структурном отношении характеризуется преобладанием в ней брахиантиклинальных структур. По своим размерам указанные структуры весьма различны. Основное направление структур северо-запад — юго-восточное. Структуры, отклоняющиеся

от указанного общего направления, обычно носят локальный характер и подчинены палеоструктурам максимального накопления мощностей, где при формировании указанных структур более древние структуры не могли отражаться. Большинство же положительных структур (брахиантиклинали и горстовые поднятия) с герцинскими и догерцинскими ядрами Еревано-Ордубадского синклинория являются отраженными структурами и в процессе своего развития носят конседиментационный характер. Сравнительно вытянутые и узкие структуры располагаются вдоль шовных зон, подчиняясь их направлению. Дизъюнктивные дислокации, выраженные на поверхности и наблюдаемые в обнажениях, имеют небольшие амплитуды смещения и обычно носят прерывистый и локальный характер, в то время как в фундаменте существовали долгоживущие и неоднократно омолаживающиеся разломы, обусловленные блоковым строением фундамента.

Дизъюнктивные нарушения догерцинского фундамента и блоковое строение последнего хорошо отображаются на гравиметрической карте в виде соответствующих зон больших градиентов силы тяжести.

Структуры северо-западной части Арагац-Нахичеванской тектонической зоны перекрыты мощными покровами плиоцен-антропогенных вулканогенных образований. Следовательно, о глубинных структурах указанной части зоны можно судить лишь на основании геофизических данных и по данным бурения.

В указанной части Арагац-Нахичеванской тектонической зоны, по данным гравиметрии, выделяется крупный Арагац-Спитаксарский прогиб, который, по всей вероятности, является северо-восточным продолжением Еревано-Ордубадского синклинория. Указанный прогиб с северо-востока граничит с Арзакан-Апаранским массивом Армянской тектонической зоны, а с юга и запада обрамлен рядом погребенных выступов догерцинского фундамента (Тазагюхский, Агавнатунский, Верхнеталинский и Мараликский), отделяющим указанный прогиб от Приараксинской зоны, где намечаются Ранчпар-Кархунский и Октемберянский прогибы второго порядка. В пределах последних также выделяется ряд положительных и отрицательных структур (Аршалуйское, Маркаринское, Октемберянное, Арагацское поднятия и Нижнеахурянский, Лукашинский и Сабунчинский прогибы).

Как видно из приведенного выше структурно-формационного анализа тектонических зон Армянской ССР, наиболее перспективной в отношении нефтегазоносности может явиться Арагац-Нахичеванская тектоническая зона, характеризующаяся мощными осадочными образованиями герцинского и альпийского циклов седиментации, имеющими благоприятные литолого-фациальные и структурные особенности для накопления органического вещества, преобразования его в битумы и формирования залежей нефти и газа.

Указанная тектоническая зона, выделенная нами под названием Среднеараксинского прогиба, является составной частью более крупного Анатолийско-Армянского прогиба, который вытягивается во внутрен-



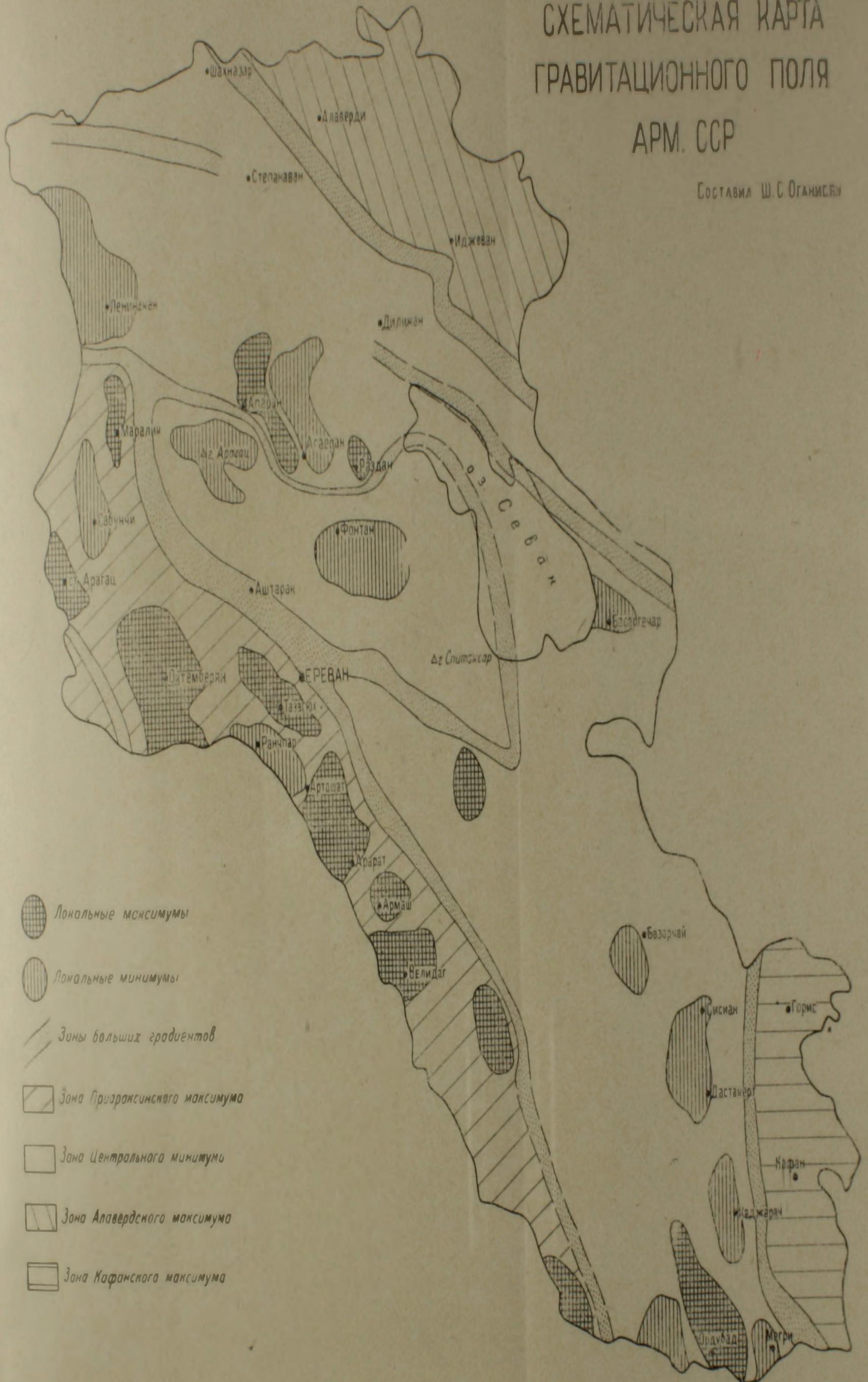
Фиг. 1. Структурно-формационная карта Армянской ССР и сопредельных территорий. Структурные ярусы: 1. Докембрий-нижний палеозой. 2. Силур?—нижний карбон. 3. Пермь-триас. 4. Нижняя-средняя юра. 5. Верхняя юра-нижний мел. 6. Верхний мел-палеоцен. 7. Нижний-средний эоцен. 8. Верхний эоцен-средний олигоцен. 9. Верхний олигоцен-миоцен. 10. Миоцен-нижний плиоцен. 11. Верхний плиоцен-антропоген. Формации: 12. Терригенная морская. 13. Терригенная континентальная. 14. Угленосно-терригенная морская. 15. Молассовая, лагуниная и терригенно-морская нерасчлененная.

16. Карбонатная и карбонатная битуминозная. 17. Терригенно-карбонатная и терригенно-карбонатная битуминозная. 18. Терригенно-карбонатная и терригенно-карбонатная битуминозная. 19. Варнолитовая и осадочная нерасчлененная. 20. Вулкано-осадочная. 21. Туфогенно-осадочная. 22. Туфогенно-терригенная. 23. Вулкано-осадочная. 24. Туфогенно-осадочная. 25. Туфогенно-терригенная. 26. Туфогенно-осадочная. 27. Туфогенно-терригенная. 28. Туфогенно-осадочная. 29. Туфогенно-терригенная. 30. Туфогенно-осадочная.

25. Границы структурных ярусов. 26. Границы формаций. 27. Разрывные нарушения. 28. Изогипсы глубины залегания фундамента. 29. Вулканические аппараты. 30. Интрузивные породы основные, ультраосновные и кислые-средние.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ АРМ. ССР

Составил Ш. С. Оганисян



Фиг. 2.

ней зоне Альпийской геосинклинальной области и является заведомо перспективным на нефть и газ как в сопредельных территориях Турции и Ирана, так и на Балканском полуострове.

Другие тектонические зоны Армянской ССР, исходя из их структурно-формационной характеристики, являются бесперспективными и в них могут представлять интерес лишь отдельные структурные ярусы, сложенные мощными осадочными образованиями, развитыми вне зон интрузивного магматизма (Ширакский синклинорий).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16.XII.1968.

Թ. Ա. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Շ. Ս. ՀՈՎՀՍԵՆԻՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱ-ՖՈՐՄԱՑԻՈՆ
ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄԸ, ԿԱՊԱԿԾ ՆԱՎԹԱԳԱԶԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ
ՊԱՐԶԱԲԱՆՄԱՆ ՀԵՏ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերվում է նախորդ հետազոտողների կողմից անջատած ՀՍՍՀ տերիտորիայի երեք տեկտոնական գոտիների ստրուկտուրա-ֆորմացիոն բնութագիրը, գոտիներ, որոնք միմյանցից տարբերվում են երկրաբանական զարգացման պատմությամբ, ծալքավոր ստրուկտուրաների բնույթով, առաջացման ժամանակով, գրավիտացիոն և մագնիսական դաշտերով, մագմատիզմով և մետաղածնությամբ:

Ստրուկտուրա-ֆորմացիոն վերլուծության և գրավիտացիոն տվյալների հիման վրա ճշտվում են նշված տեկտոնական գոտիների սահմանները, մասնավորապես պլիոցեն-չորրորդական հասակի հրաբխածին ապարներով ծածկված շրջաններում: Անջատվում են խոշոր վերադրված ստրուկտուրաներ, որոնք սրողում են տեկտոնական գոտիների սահմանների առանձին հատվածները: Այնուհետև բերվում է տարբեր ստրուկտուրային հարկերի (հերցինյան, վաղ ալպիական, միջին ալպիական և ուշ ալպիական) ֆորմացիոն բնութագիրը, ընդ որում յուրաքանչյուր տեկտոնական գոտու համար առանձնացվում են հիմնական և որոշիչ ստրուկտուրային հարկեր:

Հողվածում վերլուծած նյութերը հիմնավորում են Արագած-Նախիջևանյան տեկտոնական գոտու առանձնացումը, որպես ամենահեռանկարայինը նավթագազաբերության տեսակետից: Վերջինս հանդիսանում է հերցինյան և ալպիական ժամանակաշրջանների հզոր միոգենոսինկլինալային ֆորմացիաների գոյացումներով լցված միջին-արաքսյան խոշոր իջվածքի հյուսիսային լանջը: Միջին-արաքսյան իջվածքն իր հերթին հանդիսանում է նավթագազաբերության տեսակետից հեռանկարային Անատոլիական—Հայկական խոշոր ստրուկտուրա-ֆորմացիոն գոտու բաղադրիչ մասը: Վերջինս իրենից ներկայացնում է Միջերկրածովային գենոսինկլինալային շրջանի ներքին զոնան, որը տարածվում է ինչպես դեպի Իրան, այնպես էլ դեպի Բալկանյան թերակղզի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа, ДАН Арм. ССР, № 4, 1957.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, 1958.
3. Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1958.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
5. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянской ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
6. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. географ. наук, № 4, 1957.
7. Паффенгольц К. Н. Геология Армении (на арм. языке), 1948.

Э. В. АНАНЯН

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ
КАФАНСКОГО БРАХИАНТИКЛИНОРИЯ В МЕЗОЗОЕ

При изучении отдельных участков земной коры, часто наблюдается чрезмерная неравномерность развития складчатых и разрывных нарушений. Неравномерность распределения складчатых и разрывных нарушений даже в аналогичных образованиях может зависеть от различных причин. На участках развития дислокаций возникают тектонические поля напряжений, обуславливающие возникновение связных и разрывных нарушений.

Величина этих напряжений может меняться как во времени, так и в пространстве.

Напряженное состояние тела характеризуется тремя взаимоперпендикулярными осями главных нормальных напряжений. Выявление ориентировки этих осей на конкретных участках земной коры может помочь в определении направлений действия деформирующих усилий в геологическом прошлом.

Тектонические поля напряжений могут быть общими, обусловившими развитие главных разрывных и связных нарушений. Они могут вызвать также побочные внутрислойные поля напряжений (М. В. Гзовский, 1963). Оси деформаций последних могут не совпадать с осями деформаций общих тектонических полей напряжений.

Различают оси алгебраически максимальных (σ_1), минимальных (σ_3) и средних (σ_2) главных нормальных напряжений. Положение разрывов типа отрыва и скалывания, возникающих при разрушении образца, можно характеризовать, выяснив их расположения относительно этих осей. Так ось σ_3 является биссектрисой острого угла, образованного двумя сопряженными трещинами скалывания, а ось σ_1 является биссектрисой тупого угла, образованного этими же трещинами. Ось σ_2 всегда перпендикулярна к осям σ_1 и σ_3 .

Таким образом, если установить положение этих осей относительно структурной формы, то можно восстановить направление действия сил, приводивших к образованию структурной формы. Очень важно определение направлений подвижек по плоскостям сопряженных трещин скалывания, так как они указывают на вид напряжений (сжатие или растяжение). При сжатии ось наибольшего сжатия представляет собой направление действия алгебраически минимального отрицательного главного нормального напряжения, а при растяжении ось наибольшего растяжения представляет собой направление действия алгебраически максимального положительного главного напряжения.

Восстановление древних тектонических полей напряжений требует детальных исследований мелкой и крупной трещиноватости пород. Объ-

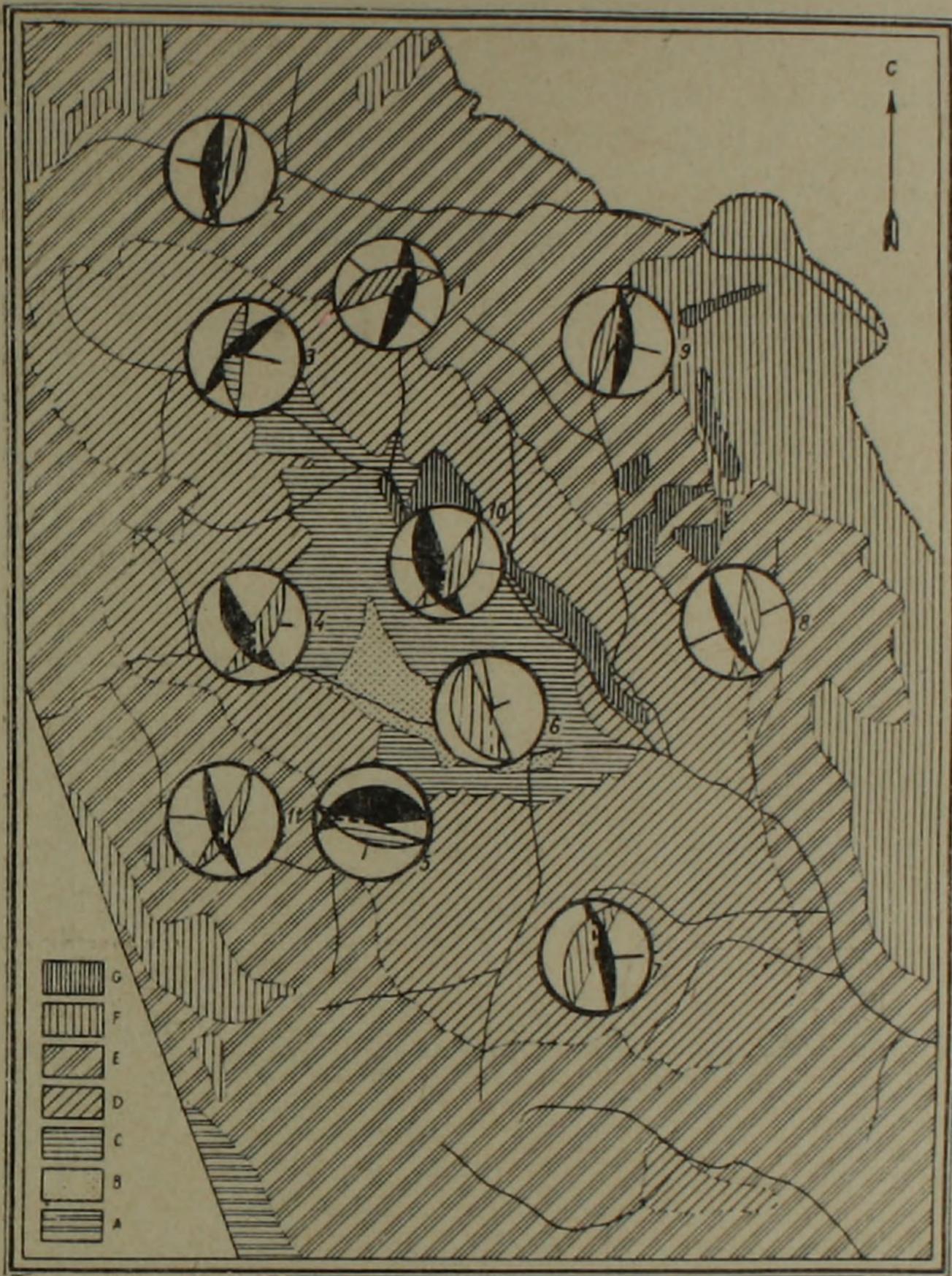
зательно нахождение сопряженных трещин типа скалывания с определением направлений подвижек по ним.

Наши наблюдения по восстановлению общего тектонического поля напряжений, существующего в мезозойское время на территории Кафанского брахантиклинория, производились по методу, разработанному М. В. Гзовским в 1963 г. на примере Каратау. В условиях широкого развития вулканогенно-обломочных образований Кафанского района применение этого метода встретило некоторые затруднения, ввиду очень малой распространенности четко выраженных сопряженных трещин скалывания. Поэтому нами были использованы детальные исследования массовых замеров мелкой трещиноватости на участках, расположенных в разных частях Кафанского брахантиклинория. С этой целью были составлены диаграммы трещиноватости 9 участков. В диаграммах были выбраны максимумы, имеющие одинаковые элементы залегания трещин и характеризующиеся схожими чертами, особенно в отношении подвижек по ним. Таким образом, были выявлены системы сколовых трещин, полностью характеризующие общие направления возникновения сколовых трещин. Надо отметить, что использование максимумов почти исключает использование случайных сопряженных трещин. Так как общие тектонические поля образуют главные тектонические разрывы данной складки, то использование сопряженных крупных разломов на складке несомненно может указывать на ориентировку осей главных нормальных напряжений (σ_1 ; σ_2 и σ_3). Поэтому нами были использованы также отдельные характерные сопряженные трещины явно тектонического происхождения.

В результате камеральной обработки трещиноватости пород Кафанского района были составлены круговые диаграммы, показывающие ориентировку плоскостей скалывания и осей главных нормальных напряжений (фиг. 1).

На схематической геологической основе показаны распределения участков со стереографической пресекцией осей напряжений. На наш взгляд, это позволяет проследить зависимость характера трещиноватости также от литологического состава вмещающих пород. По этой же карте одновременно можно проследить характер трещиноватости, находящейся в зависимости от структуры района. Так, все трещины или система трещин (группы трещин скалывания), расположенные на крыльях и периклиналях брахантиклинория, характеризуются крутыми углами падения с горизонтальной ориентировкой осей алгебраически средних (σ_2) и максимальных (σ_1) главных нормальных напряжений. Ось наибольшего сжатия (σ_3) почти на всех диаграммах или вертикальна, или же имеет очень крутые углы наклона. Одновременно ось наименьшего сжатия (σ_1) имеет очень пологое расположение (юго-западная часть территории), а в остальных местах ось (σ_1) параллельна горизонтальной плоскости. Почти на всех участках промежуточная ось (σ_2) довольно пологая, а на северо-восточном крыле она почти горизонтальная. σ_2 почти везде имеет меридиональное направление, лишь на двух участ-

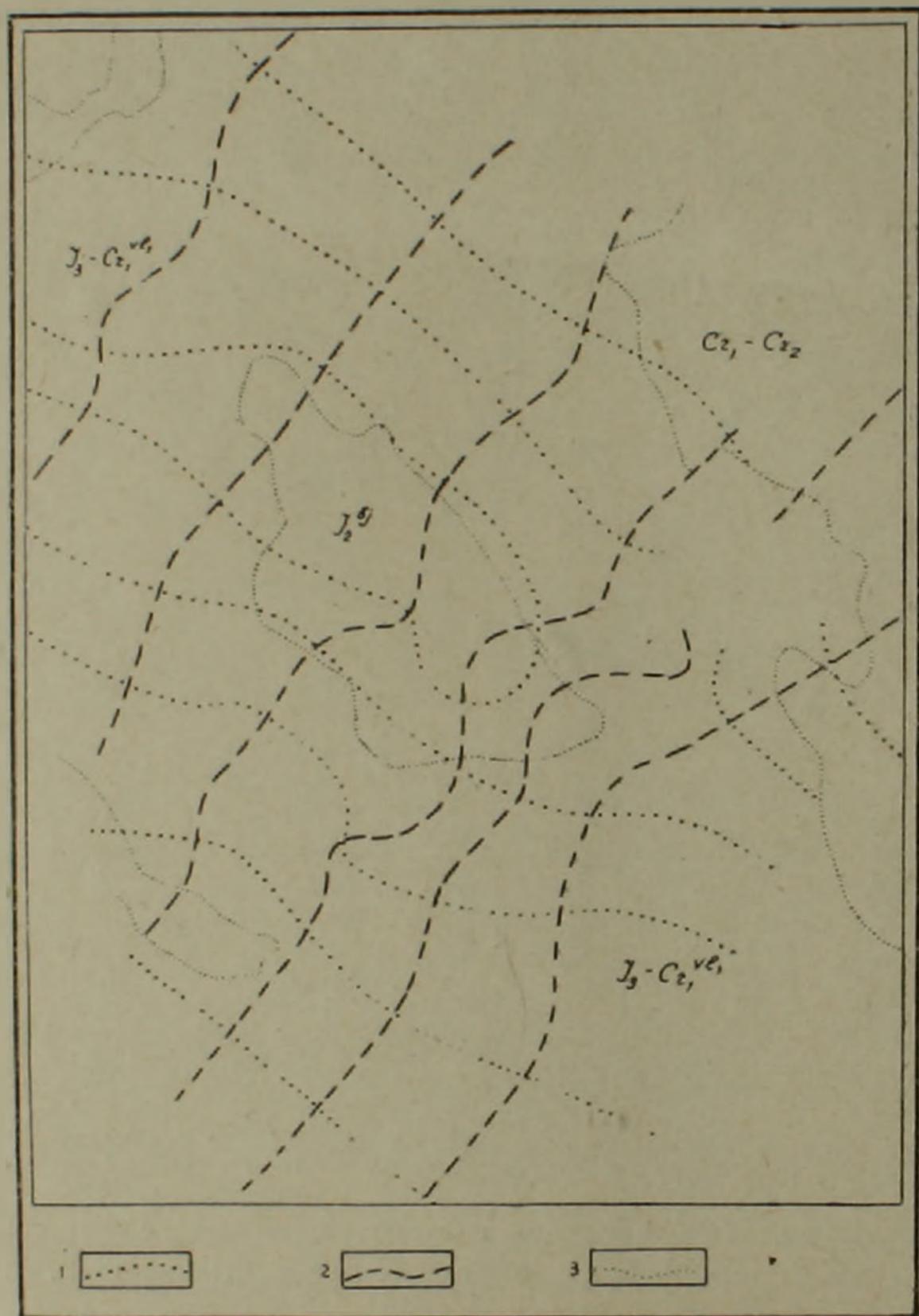
ках (Антарашатский и Верхневачаганский) она имеет широтное простирание. При вышеотмеченной упорядоченности всех осей напряжений аномальное положение σ_1 и σ_2 на этих двух участках можно объяснить расположением участков на вторичных структурных формах.



Фиг. 1. Стереографические проекции систем трещин мелкой трещиноватости и осей напряжений на территории Кафанского брахiantиклиория. А. $P_{Cm} - P_{z_1}$ — метаморфические сланцы и туффиты. В. $J_2^{bj_1}$ — лавобрекчии андезитовых порфиритов, С. $J_2^{bj_2-3}$ — андезитовые, андезито-дацитовые и андезито-дацитовые кварцевые порфириты, Д. J_3^{ox-km} — потоки порфиритов, туфобрекчий, туфоконгломераты, Е. J_3^{tit} . $Cr_1^{v_1_2}$ — порфириты, их туфобрекчии, туфоконгломераты, — нормально-осадочные породы, Г — четвертичные андезито-базальтовые лавы; участки замеров трещиноватости. 1—Верхнехотананский, 2—Тандзаверский, 3—Антарашатский, 4—Шгарджикский, 5—Верхневачаганский, 7—Чакатенский, 8—Гедаклинский, 8—Кармракарский, 10—Кавартский, 11—Комбохский, σ_1 ; σ_2 и σ_3 — оси алгебраически максимальных, промежуточных и минимальных главных нормальных напряжений.

Таким образом, на территории Кафанского брахиантиклинория устанавливается преобладающее крутое, почти перпендикулярное к слоистости, положение осей наибольших сжимающих напряжений (σ_3). Одновременно оси наибольших растягивающих напряжений (σ_1) располагаются полого (они почти параллельны слоистости— $15-25^\circ$). Средняя ось всегда находится на одной плоскости с осью σ_1 .

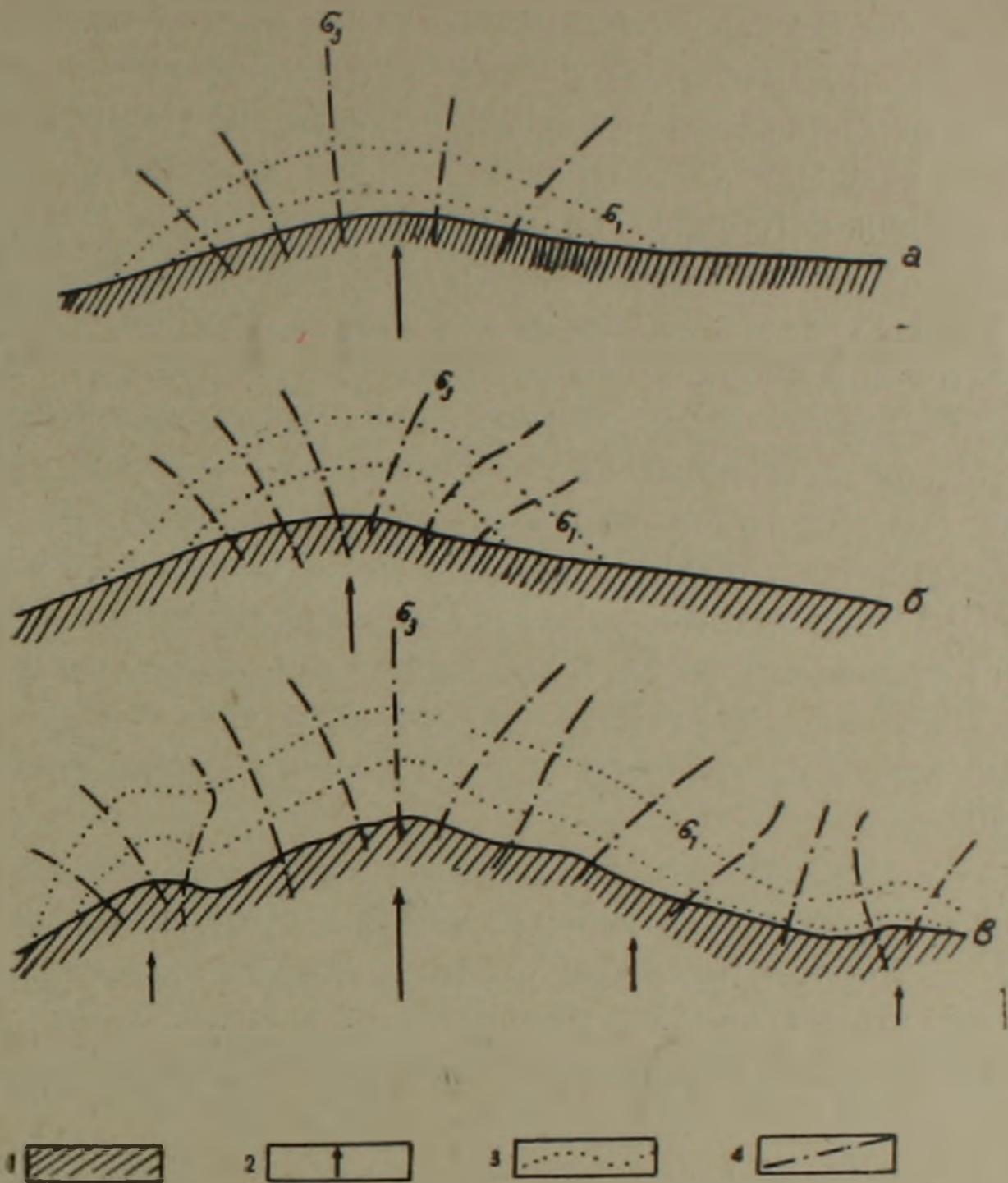
Следовательно, расположение осей σ_1 и σ_3 характеризует общее поле напряжений Кафанского брахиантиклинория в целом в мезозойское время (фиг. 2).



Фиг. 2. Карта траекторий основного тектонического поля напряжений на Кафанском брахиантиклинории. 1. Траектории наименьших из сжимающих или наибольших напряжений σ_1 . 2. Траектории промежуточных главных нормальных напряжений σ_2 . 3. J_2^{bj} — выходы среднеюрских (байос) образований, $J_3^{tit} - C_{21}^{vl_3}$ — выходы верхнеюрских-нижнемеловых образований, $C_{21}^{vl_3} - C_{22}^{cn}$ — выходы нижнемеловых-верхнемеловых образований.

Из всего вышеотмеченного следует, что на вертикальных профилях мы должны иметь взаимно перпендикулярное положение траекторий σ_1 и σ_3 или σ_2 и σ_3 . В данном случае направление оси σ_1 почти совпадает с

наклоном слоев и повторяет очертания связных нарушений (на вертикальных разрезах), т. е. Кафанской брахиантиклинали должна соответствовать выпуклая форма траекторий направления оси σ_1 (фиг. 3). Положение траекторий оси σ_3 на антиклиналях напоминает веер, откры-



Фиг. 3. Схема основного тектонического поля напряжений на различных этапах развития Кафанского брахиантиклинория. а. Среднеюрский этап, б. Верхнеюрский этап, в. Посленижнемеловой этап. 1. Положение брахиантиклинория на разных этапах его развития, 2. Направление активно сжимающих тектонических сил. 3 и 4 — проекции траекторий алгебраически максимальных (σ_1) и минимальных (σ_3) главных нормальных напряжений.

вающийся кверху, а в синклиналиях оно имеет обратную форму. Положение траекторий на всех этапах сохраняется почти без изменения на сводовой части антиклинали. Следовательно, наибольшее число разрывных нарушений возникает именно в этих частях. Помимо перемещения этого поля на крылья антиклинали, образование трещиноватости происходит уже в присводовых частях и на крыльях вторичных складок. Это указывает на центробежную миграцию полей напряжений от свода к крыльям, приводившую к перемещению трещинообразования на брахиантиклиналях в той же последовательности.

Закономерно, на наш взгляд, аналогичное положение осей на юго-западном крыле брахиантиклинория. Это следует объяснить существованием местных тектонических полей напряжений, возникающих на фо-

не основного поля напряжения и создающих дополнительную мелкую складчатость. По всей вероятности, местные поля напряжений характеризуются основными чертами, свойственными основным полям напряжений (имеется в виду возникновение систем мелкой трещиноватости пород в областях существования местных полей напряжений).

Таким образом, для Кафанского брахиантиклинория в мезозойское время (время формирования структуры) свойственно тектоническое поле напряжений, основными характерными чертами которого являются:

1. Траектории алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) почти параллельны слоистости, т. е. они повторяют очертания формы складок на разных этапах их развития.

2. Траектории алгебраически промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) параллельны шарниру брахиантиклинальной складки.

3. Траектории алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) перпендикулярны к слоистости, имеют крутые углы наклона и находятся в прямой зависимости от формы крупных и мелких (вторичных) складок. Геометрическое место траекторий σ_3 для антиклиналей имеет форму веера, а траектории σ_1 — выпуклую форму.

Перпендикулярное положение оси σ_3 к слоистости говорит о вертикальном положении направлений действия активно сжимающих тектонических сил.

В свете вышесказанного не остается сомнений, что механизмом образования Кафанского брахиантиклинория в целом является поперечный изгиб, т. е. образование брахиантиклинория в условиях действия сжимающих тектонических сил, направленных снизу вверх, которому противодействует сила тяжести деформирующейся толщи, направленная сверху вниз.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 31.V.1968.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ

ՄԵԶՉՈՉՈՅԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԼԱՐՎԱԾՈՒԹՅԱՆ ԴԱՇՏԵՐԸ ՂԱՓԱՆԻ
ԲՐԱԽԻԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ծալքավոր և խղումնային խախտումների անալիզը հնարավորություն է տալիս վերականգնել հնագույն տեկտոնական լարվածության դաշտերը երկրի առանձին տեղամասերում: Դրա համար բավական է վերականգնել լարվածության երեք առանցքների տեղադրումը ընդհանուր ծալքի նկատմամբ:

Այդ երեք առանցքները (σ_1 , σ_2 , σ_3) փոխադարձ ուղղահայաց են և գրավում են որոշակի դիրք խաչվող կոտրվածքային (скалывание) ձեղքերի նկատմամբ: Ղափանի բրախիանտիկլինորիումը կազմող ապարների ձեղքավորվածության անալիզը ցույց է տալիս, որ հանրահաշվորեն ամենամեծ գրվ-

խավոր նորմալ լարվածության առանցքը (σ_1) կրկնում է ծալքի ձևը, հանրահաշվորեն ամենափոքր գլխավոր նորմալ լարվածության առանցքը (σ_3) ուղղահայաց է ապարների շերտավորվածությանը, իսկ միջին առանցքը (σ_2) դուրս է գալիս շառնիրին: Հետևաբար Ղափանի բրախիանտիկլինորիումը առաջացել է ակտիվ սեղմող տեկտոնական ուժերի ուղղաձիգ կողմնորոշվածության պայմաններում, ուժեր, որոնք ազդում են ներքևից վերև:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Ананян Э. В. Некоторые черты трещиноватости пород Кафанского брахиантиклинория. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, XIX, 3, 1966.
- Ананян Э. В. Тектонофизические исследования разрывных нарушений (на примере Кафанского района Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1968.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. ч. 1 и 2 (1959), 3—4 (1963), изд. АН СССР.

С. Б. ЛБОВЯН

К ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОХИМИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД БАЗУМСКОГО И ШИРАКСКОГО ХРЕБТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Ультраосновные и основные интрузивные породы на территории Армянской ССР образуют два дугообразных пояса—Севано-Амасийский и Вединский (Приараксинский).

Севано-Амасийский пояс начинается у с. Амасия к северу от гор. Леникан и протягивается в ЮВ направлении в виде прерывистой полосы вдоль Базумского и Ширакского хребтов, переходя дальше на СВ побережье оз. Севан, прослеживается вдоль Арегунийского и Севанского хребтов и далее в бассейнах рр. Тертер и Акера (Азерб. ССР).

Вединский пояс характеризуется большим количеством массивов, но меньшими их размерами и прослеживается также в виде полосы в ЮВ направлении в сторону сс. Арташат, Веди и Нахичевань. Оба пояса продолжаются в Иран (на ЮВ) и в Турцию (на СЗ) и примыкают, таким образом, к обширной Средиземноморской провинции ультраосновных и основных пород (Малая Азия, Балканы, Альпы).

В статье рассматриваются геологические и петрохимические особенности ультраосновных и основных пород СЗ части Севано-Амасийского пояса, приуроченных к Базумскому и Ширакскому хребтам*. К ним относятся: Мумухан-Красарский габбро-перидотитовый массив, Катнахпюр-Карахачская группа габбро-перидотитовых массивов, Желто- и Чернореченские габбро-перидотитовые тела, Кармракарский габбро-перидотитовый массив и Овуни-Полутлинская группа габбро-диоритовых массивов.

В тектоническом отношении массивы ультраосновных и основных пород описываемого района входят в Армянскую складчатую зону, слагающую СЗ часть Севанской интрагеосинклинальной зоны (К. Н. Паффенгольц, 1959). Последняя с севера граничит с Сомхето-Карабахской полого-складчатой зоной, характеризующейся широтным простиранием складчатых структур. Граница между указанными зонами проходит по глубинному разлому, который, начиная с юры, разделял две зоны с различно развивающимися структурами.

Большинство массивов приурочено к сводовым частям главных, реже второстепенных, антиклинальных складок Базумского и Ширакского хребтов. Часто в этом же направлении вытянуты длинные оси массивов. Секущее положение массивов по отношению к зоне интенсивно смятых

* Первое петрографическое описание исследованных массивов дано Т. А. Аревшатыан и Т. Ш. Татевосяном (1950), а разведка месторождений, связанных с этими массивами, велась Н. А. Батуриным, И. В. Баркановым, Н. А. Тараяном, В. М. Амаряном, А. Ш. Матевосяном (1965) и В. К. Акопяном и др.

складчатых структур указывает на пассивное поднятие магмы вдоль трещин-разрывов, следовавшее за складкообразованием.

Мумухан-Красарский массив внедрен в изоклиналиную антиклинальную структуру СВ простирания с падением на СЗ, сложенную сенонскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. Площадь массива около 25 кв. км, причем вытянут он в СВ направлении согласно с указанной структурой. Массив сложен в центральной части габбро, а в краевых частях—ультраосновными породами, среди которых преобладают перидотиты. Дуниты имеют незначительное развитие среди перидотитов и представлены отдельными линзо- и шширообразными телами, ориентированными в СВ направлении. Пироксениты образуют редкие шширо- и дайкообразные тела. Основные породы представлены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми и оливниновыми габбро, троктолитами, реже кварцевыми диоритами и плагиогранитами, связанными между собой постепенными переходами. С другой стороны, троктолиты и оливниновые габбро также постепенными переходами связаны с перидотитами. Кроме того, наблюдаются относительно крупные дайкообразные тела габбро-диабазов и габбро-амфиболитов более поздней фазы, секущие как основные, так и ультраосновные породы массива. Пегматонидные разности основных пород представлены габбро-пегматитами. Вдоль южной границы массива с вмещающими известняками развиты листовениты.

Катнахпюр-Карахачская группа массивов приурочена к северному крылу шширотной антиклинальной складки, сложенной известняками и туфогенными породами нижнего мела. В эту группу входят два относительно крупных массива, площадью от 1,5 до 6 кв. км, и ряд мелких дайкообразных тел субширотного простирания. Ультраосновные и основные породы представлены примерно в равных количествах, причем в относительно крупных массивах основные породы слагают северные их части. Среди ультраосновных пород наибольшим развитием пользуются перидотиты, реже пироксениты и дуниты, среди основных пород—габбро, габбро-диориты и диориты. Встречаются также более поздние тела габбро-пегматитов. В тех случаях, когда ультраосновные породы контактируют с известняками, между ними наблюдаются листовениты.

Желто- и Чернореченская группа дайкообразных тел приурочена к тектонической сбросовой трещине субширотного простирания, приведшей в соприкосновение меловые и эоценовые породы. Всякие бока указанных тел сложены известняками мела, лежащие—вулканогенными породами эоцена. В бассейне р. Черной дайкообразные тела прорывают вулканогенную желтореченскую свиту нижнего и среднего эоцена и местами альбские известняки чах-чахской свиты. Тела простираются с небольшими перерывами на 16 км при мощности от 3 до 400 м. Сложены они перидотитами, реже дунитами, пироксенитами и габбро с участками габбро-пегматитов. Вдоль южной границы ультраосновных пород с известняками развита полоса листовенитов.

Кармракарский массив прорывает ядро изоклиналиной антикли-

нальной складки, образуемой песчано-глинистыми и известковыми отложениями турона-коньяка. Площадь массива около 1 кв. км. Он вытянут согласно с вмещающими породами в СВ направлении и сложен габбро-норитами, полевошпатовыми и другими перидотитами. Среди последних наблюдаются шпироподобные участки дунитов. Пегматоидные разновидности ультраосновных пород представлены пироксенитами, а основных—габбро-пегматитами. В юго-западной части массива, вдоль границы с известняками, развиты листвениты. Перидотиты разного состава связаны между собой постепенными переходами. С габбро-норитами они имеют резкие контакты, причем взаимоотношения между ними позволяют считать их близкими по времени образования, с небольшим отставанием внедрения габбро-норитов.

Овуни-Полутлинская группа массивов приурочена к северному крылу антиклинальной складки Ширакского хребта, сложенной известняками и песчаниками среднего эоцена. В эту группу входят десять массивов, площадью от 0,03 до 3,7 кв. км, расположенных между сс. Овуни и Полутли. Все массивы сложены однотипными габбро-диоритами, местами переходящими на небольших участках в диориты. Особенности их петрографического состава: однородность, отсутствие типичных габбро и переходов в троктолиты или оливиновые габбро, показывают, что они генетически не связаны с породами габбро-перидотитовой формации.

Необходимо отметить, что среди перидотитов всех массивов наибольшим развитием пользуются лерцолиты и гарцбургиты, реже верлиты. Вторичные изменения выражены серпентинизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, сосюритизацией и реже пренитизацией.

Описываемые массивы, как видно из вышесказанного, прорывают отложения от турона-коньяка до среднего эоцена включительно, на основании чего возраст их определяется как верхний эоцен.

Для петрографической характеристики ультраосновных и основных пород мы располагали 31 химическим анализом (табл. 1 и 2). Химические особенности пород в целом отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (1950) (фиг. 1). Для ультраосновных пород использовано также графическое изображение их составов по методу Н. Д. Соболева (1959) (табл. 4).

Среди описываемых пород, образующих естественную ассоциацию, выделяется следующий ряд разновидностей: дуниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, оливиновые габбро, габбро и габбро-нориты с анортозитами, габбро-пегматитами и габбро-диабазами, затем габбро-диориты, кварцевые диориты и плагиограниты.

Из приведенного описания массивов видно, что генетическая связь этого ряда доказывается общностью их геологического залегания, наличием переходов одной петрографической разновидности в другую, а также общими особенностями структуры пород.

Подсчеты показывают, что состав первичной магмы, дифференциация которой обусловила указанное разнообразие пород соответствует составу меланократового оливинового габбро (табл. 3), что получено из

Таблица 1

Породы	Номера проб	Окислы в весовых %													Сумма	М/Ф	Аналитик
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O	п.п.п.			
Дуниты	1001	37,15	сл.	1,85	3,41	5,74	сл.	43,16	сл.	0,20	0,21	—	0,29	7,44	99,45	8,6	В. О. Пароникян А. А. Петросян Р. Г. Мелоян
	787	39,00	0,04	0,75	8,00	1,76	0,11	36,15	0,63	0,42	н/обн.	0,26	0,80	12,60	100,52	7,0	
	1630	32,43	0,02	2,47	8,12	1,73	0,09	34,23	2,15	0,28	0,09	0,58	2,97	15,22	100,38	6,3	
	1606	33,53	сл.	3,30	5,16	1,76	0,07	33,64	4,32	0,04	0,02	0,54	0,95	16,70	99,88	6,0	
Средний		35,53	0,015	2,09	6,17	2,71	0,07	36,79	1,77	0,26	0,08	0,34	1,25	12,99	100,06	7,7	—
Перидотиты	1610	39,54	сл.	1,69	6,39	2,63	0,13	35,56	1,21	0,23	0,06	0,24	0,26	12,26	100,20	7,3	Р. Г. Мелоян М. Н. Туманян А. А. Петросян Р. Г. Мелоян А. А. Петросян Г. М. Джрбашян
	825	37,30	0,10	1,77	9,01	4,01	0,28	36,09	сл.	0,02	сл.	—	0,57	11,22	100,38	5,1	
	812	40,35	0,09	3,87	5,52	3,36	0,11	28,45	6,10	0,23	н/обн.	0,24	0,40	11,40	100,12	5,7	
	1611	40,29	сл.	2,20	6,64	3,25	0,03	37,29	1,90	0,11	0,04	0,25	0,65	8,19	100,84	7,0	
	1438	39,32	0,35	1,21	2,33	3,29	0,12	36,50	2,88	0,13	0,08	0,20	0,60	13,20	100,21	11,9	
	166/88	36,72	—	нет	7,34	3,43	—	39,35	1,28	—	0,40	—	—	1,40	100,62	6,8	
501/406	37,00	0,02	2,13	9,11	—	0,23	37,00	1,76	—	0,13	—	—	—	13,40	100,68	8,4	
Средний		38,65	0,08	1,84	6,62	2,88	0,09	35,75	2,16	0,16	0,05	0,13	0,55	10,05	100,44	7,4	—
П.П.*	843	36,72	0,06	1,50	10,06	9,02	0,11	32,30	2,68	0,09	0,02	—	0,33	7,07	99,96	3,1	А. А. Петросян
Пироксениты	1685	49,74	0,11	5,64	3,12	4,73	0,06	23,38	5,43	0,38	0,11	0,46	1,25	6,22	99,68	5,0	Р. Г. Мелоян А. А. Петросян : :
	1608	48,37	0,12	6,34	5,15	7,54	0,15	16,32	12,29	0,46	0,14	0,34	1,12	2,32	100,66	2,0	
	858	48,44	0,09	3,11	4,42	6,16	0,13	21,95	12,15	0,20	0,05	—	н/обн.	3,46	100,16	3,6	
	844	49,19	0,18	5,68	2,34	5,62	0,10	19,70	16,45	0,29	0,03	0,31	н/обн.	0,68	100,57	4,0	
	167/169	50,52	0,02	5,83	0,35	3,82	—	17,29	20,07	—	нет	—	0,18	1,80	99,88	6,3	
Средний		49,25	0,10	5,32	3,08	3,57	0,09	19,73	13,28	0,27	0,07	0,22	0,51	2,70	100,19	4,2	—

* П. п.—полевошпатовый перидотит.

Пробы 1001, 1606, 1610, 1611, 166/88, 501/406, 1608, 167/69 отобраны из Мумухан-Касарского массива; 843, 850, 844—из Кармракарского массива; 787, 812 — из Катнахпюр-Карахачской группы массивов; 1630, 825, 1438, 1685—из Желто- и Чернореченских дайкообразных тел; 166/88, 501/406 и 167/69 заимствованы у Т. Ш. Тагевосяна.

Породы	Номера проб	Окислы в весовых %												Сумма	Аналитик
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.		
Трохтолит	1006	42,15	сл.	18,88	1,52	3,50	сл.	16,61	10,62	1,20	0,17	0,16	4,30	99,41	В. Пароникян
Габбро оливниовое	379	43,21	0,22	13,78	1,79	8,33	0,15	19,16	9,84	1,45	0,03	—	2,00	99,96	Г. А. Мартиросян
Габбро	993	46,52	1,27	11,68	0,81	7,91	сл.	7,25	13,27	1,80	0,21	0,20	3,64	99,56	В. Пароникян
"	37/2	45,98	0,88	15,17	1,08	7,32	0,12	11,08	9,36	2,90	0,14	—	6,33	100,36	Н. П. Атоян
"	324	44,12	0,86	16,78	2,29	9,70	0,14	8,64	12,88	1,40	0,47	—	3,34	100,62	"
"	30/2	46,13	0,65	13,68	1,08	9,12	0,04	8,98	17,15	0,82	0,14	—	2,19	99,98	"
"	3/2	42,85	1,90	12,52	3,10	13,58	0,35	11,25	7,70	2,15	0,08	—	3,81	99,29	Г. А. Мартиросян
Средний		45,12	1,11	14,97	1,67	9,53	0,13	9,44	12,07	1,81	0,21	0,04	3,86	99,98	—
Габбро.норит	845	41,52	1,27	16,68	0,81	7,91	сл.	7,25	13,27	1,80	0,21	0,20	3,64	99,56	А. А. Петросян
Анортозит	566	45,02	сл.	31,78	0,84	1,15	сл.	0,86	16,90	1,25	0,10	—	2,20	100,10	А. П. Атоян
Габбро-пегматит	58/2	44,82	сл.	25,83	0,96	3,08	0,06	6,78	10,48	1,80	0,34	—	6,08	100,21	Г. А. Мартиросян
Габбро-диорит	804	50,38	0,09	15,11	2,02	4,48	0,13	9,03	14,88	н/обн.	н/обн.	н/обн.	4,24	100,36	А. А. Петросян
"	253	50,82	0,78	14,95	2,44	8,29	0,18	7,99	8,17	3,02	0,36	—	2,92	99,92	А. П. Атоян
Средний		50,60	0,43	14,03	2,23	6,39	0,16	8,51	11,53	1,51	0,18	—	3,58	100,21	—
Плагиогранит	22/2	76,04	0,30	13,74	0,20	1,07	сл.	0,73	2,98	4,70	0,14	—	0,36	100,26	Г. А. Мартиросян
"	44/2	70,19	0,44	13,08	2,82	1,80	0,07	1,33	3,05	5,06	0,21	—	2,01	100,05	"
Средний		73,12	0,37	13,41	1,51	1,42	0,03	1,03	3,01	4,88	0,18	—	1,19	100,16	—

Пробы 1006, 379, 993, 37/2, 324, 30/2, 3/2, 566, 582, 253, 22/2, 44/2—отобраны из Мумухан-Красарского массива; 845—из Кармракарского массива; 804—из Катнахпюр-Карахачской группы массивов; 379, 37/2, 324, 30/2, 566, 58/2, 253, 22/2, 44/2 заимствованы у А. Ш. Матевосяна.

Таблица 3*

Породы	Компоненты в %												Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	
Средняя ультраосновная порода	38,67	0,08	1,93	6,52	2,88	0,09	35,49	2,37	0,22	0,05	0,58	11,39	100,27
Средняя основная порода	45,85	0,74	15,58	1,80	8,20	0,13	10,76	12,07	1,58	0,16	0,03	3,14	100,04
Первичный состав магмы	42,61	0,44	9,44	3,92	5,81	0,11	21,89	7,72	0,97	0,11	0,28	6,84	100,14

* Средняя ультраосновная порода получена из 4 анализов дунита, 7 анализов перидотита и 5 анализов пироксенита, с учетом следующего их примерного количественного распространения: дунитов — 6%, перидотитов — 92% и пироксенитов — 2%. Средняя основная порода получена из 7 анализов габбро и габбро-норитов, 2 анализов плагиогранита и по 1 анализу троктолита, анортозита и габбро-пегматита и 2 анализам габбро-диоритов с учетом следующего их примерного количественного распространения: габбро и габбро-норитов — 80%, троктолитов — 2,5%, анортозитов — 1,5%, плагиогранитов и габбро-пегматитов по 0,5% и габбро-диоритов — 15%. Состав первичной магмы получен из расчета 45% ультраосновных и 55% основных пород.

расчета 45% ультраосновных и 55% основных пород, отражающих площадное их распространение в описываемых массивах.

Петрохимические особенности позволяют отнести исследованные породы к образованиям нормального известково-щелочного ряда. В ходе дифференциации состав пород меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разностей (табл. 1, анализы дунитов) до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разностей (табл. 2, анализы плагиогранитов). При этом выявляются следующие характерные особенности:

а) резкое преобладание натрия над калием и постепенное увеличение количества щелочей к конечным членам дифференциации при пониженной общей щелочности;

б) постепенное увеличение полевошпатовой извести от близких к нулю значений для голомеланократовых, до 14,5—в лейкократовых разностях;

в) довольно резкое снижение содержания магния при переходе от голомеланократовых к лейкократовым разностям при сравнительно малом уменьшении содержания железа с одновременным увеличением отношения железа к магнию;

г) постепенное увеличение содержания кальция и отношения кальция к магнию.

Сравнивая средние составы наших пород со средними составами соответствующих типов пород по Дэли можно заметить следующее:

Среднее содержание кремнезема в дунитах, перидотитах, пироксенитах и габбро несколько ниже, а в плагиогранитах выше, чем среднее содержание кремнезема в соответствующих средних типах по Дэли.

Среднее содержание MgO в дунитах, перидотитах и пироксенитах ниже, а в габбро выше, чем среднее содержание MgO в средних типах по Дэли.

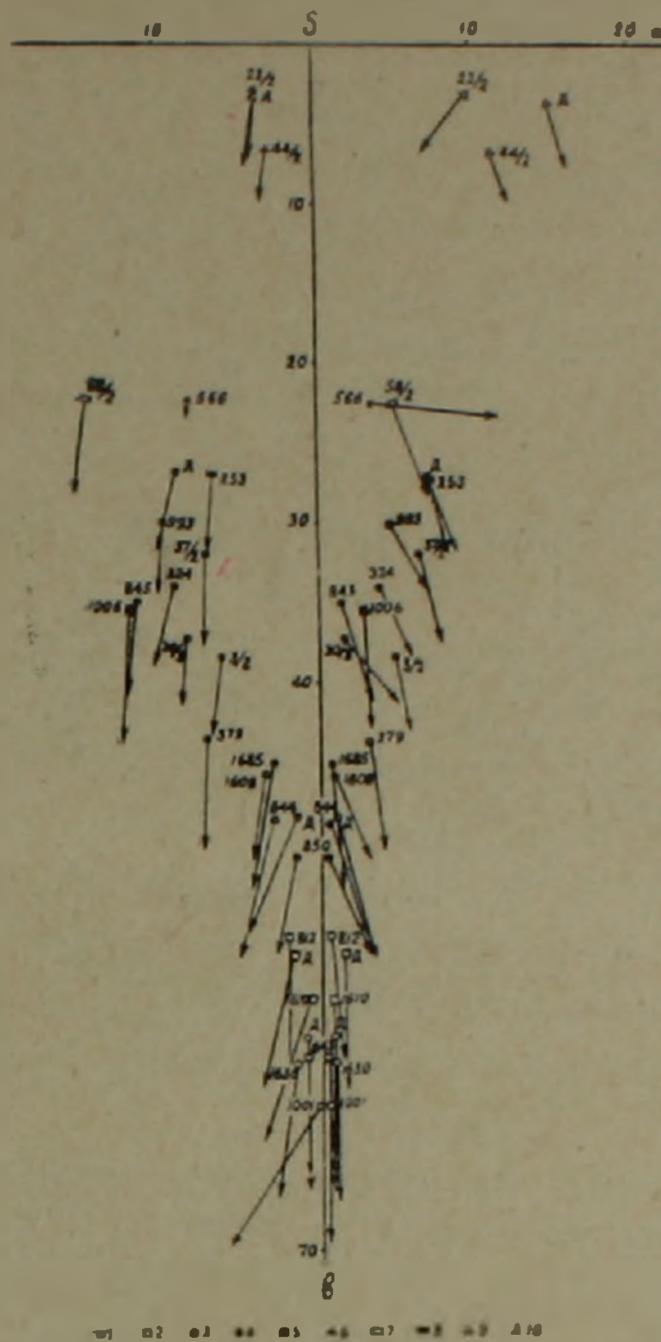
Из детального рассмотрения обеих векторных диаграмм (фиг. 1, 2) видно следующее:

а) крайние значения параметра «в» для ультраосновных пород укладываются в интервале от 48 до 63 и в одном случае доходят до 66, что примерно соответствует значениям этого параметра для производных базальтоидных магм района Печенги и др. (Г. В. Пинус и др., 1958) и свидетельствует о высокой степени дифференциации магмы (от дунитов до пироксенитов), причем главная масса ультраосновных пород представлена перидотитами типа лерцолитов и гарцбургитов, а верлиты имеют подчиненное значение;

б) фигуративные точки на грани S_b размещены более или менее равномерно, что указывает на последовательную и постепенную смену состава пород от ультраосновных к более кислым в полном соответствии с геологическими фактами, тогда как для производных гипербазитовой магмы по Г. В. Пинусу и др. (1958) характерно кучное расположение точек в интервале 61—66 для параметра «в», указывающее на слабую дифференциацию магмы гарцбургитового состава;

в) постоянное присутствие щелочей и довольно высокие значения

параметра «а» отличают их от производных перидотитовой магмы, где параметр «а» имеет нулевое или близкое к нулю значение (Г. В. Пинус и др., 1958);



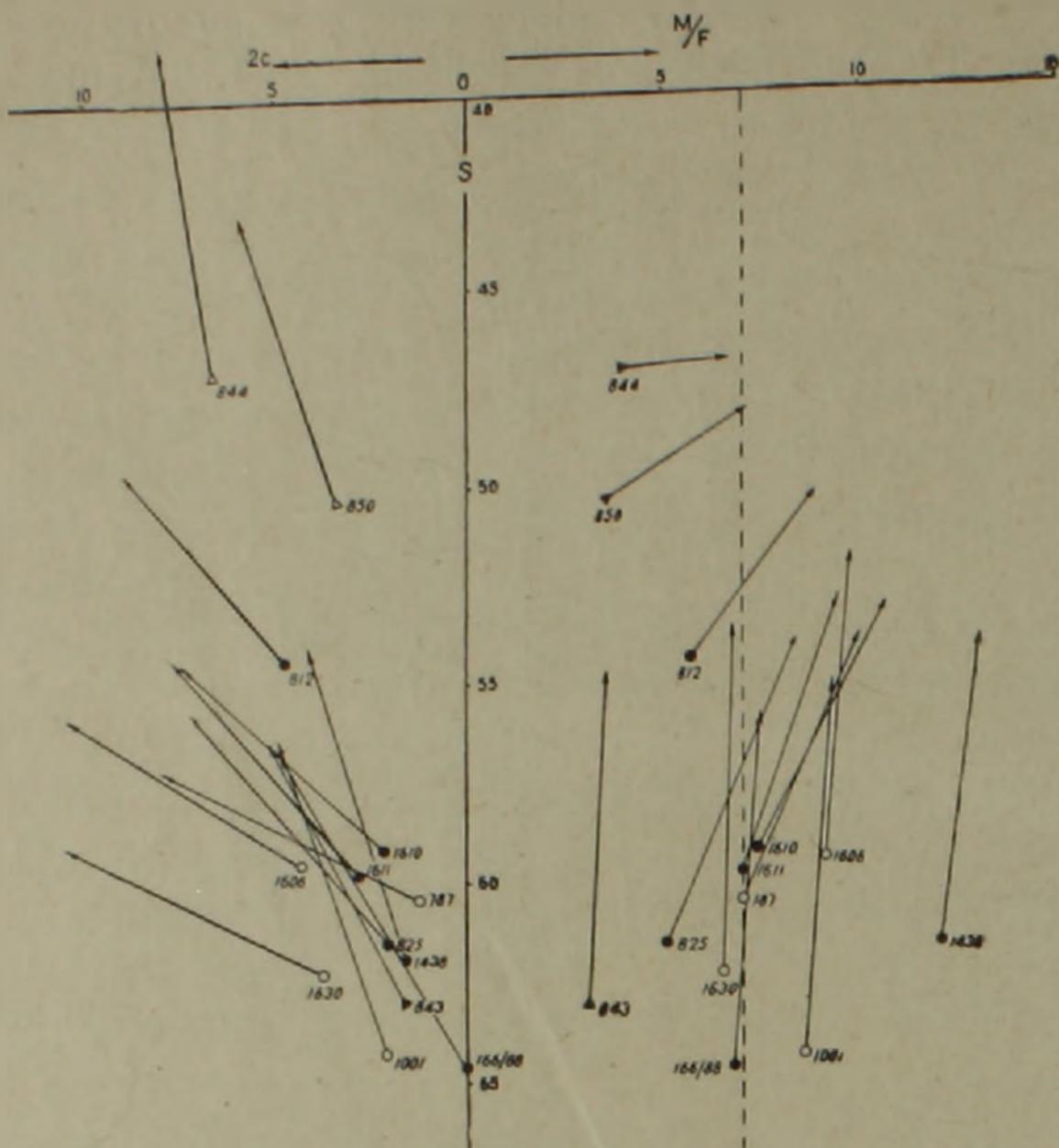
Фиг. 1. Диаграмма составов ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. 1—Дуниты, 2—перидотиты, 3—пироксениты, 4—габбро, 5—троктолиты, 6—анортозиты, 7—габбро-пегматиты, 8—габбро-диориты, 9—плаггиограниты, 10—средние составы пород по Дэли.

г) повышенное значение параметра «с» на диаграмме Н. Д. Соболева, (табл. 4) (в случае дунитов связанного, вероятно, со вторичным карбонатом) также отличают их от производных перидотитовой магмы, где величина параметра «с» близка к нулю;

д) повышенные значения дополнительной характеристики «z» (правая часть диаграммы Н. Д. Соболева) по сравнению с «у», указывает на явное преобладание ортосиликатов над метасиликатами в ранних, с постепенным увеличением роли метасиликатов в поздних дифференциатах (к верхней части диаграммы векторы выполаживаются);

е) судя по левой части диаграммы Н. Д. Соболева, анализируемые породы характеризуются различной степенью серпентинизации, при этом параметр «h» колеблется от 15,3 до 68,0;

ж) отношение магния к железу (критерий Хесса, Hess, 1938) в анализируемых породах колеблется в широком пределе от 2,6 до 12,1. Для дунитов отношение магния к железу равно 6,7—9,3, для перидотитов—5,1—12,1, для полевошпатовых перидотитов—3,1 и для пироксе-



○ 1 ● 2 ▲ 3 ▲ 4

Фиг. 2. Диаграмма химического состава ультраосновных пород Базумского и Ширакского хребтов, по методу Н. Д. Соболева. 1. Дунит. 2. Перидотит. 3. Пироксенит. 4. Полевошпатовый перидотит.

Таблица 4

Числовые характеристики по Н. Д. Соболеву

№№ обр.	2c	s	b	x	y	z	h	M/F
1001	2,1	33,7	64,2	0	6,7	93,3	20,8	8,6
787	1,2	38,4	60,4	2,6	30,4	67,0	66,6	7,1
1630	3,7	34,1	62,6	10,2	2,4	87,4	68,0	6,7
1606	4,3	36,3	59,4	19,8	8,0	72,2	60,0	9,3
1610	2,1	38,8	59,1	5,0	32,7	62,3	52,6	7,4
825	2,1	36,5	61,4	0	23,5	76,5	50,0	5,1
812	4,7	41,0	54,3	27,8	30,2	42,0	42,0	5,8
1611	2,7	37,7	59,6	7,8	24,4	67,8	47,6	7,2
1438	1,5	36,7	61,8	11,8	11,9	76,3	23,3	12,1
166/88	0	35,4	64,6	5,3	7,2	87,5	49,0	6,8
501/406	2,5	36,4	61,1	7,5	16,6	75,9	100,0	8,4
843	1,7	35,4	62,9	11,3	4,9	83,8	33,5	3,1
850	3,4	46,3	50,3	51,6	35,9	12,5	24,6	2,6
844	6,6	46,4	47,0	70,9	27,4	1,7	15,3	4,1

нитов—2,0—6,3. Судя по величине этого отношения, большинство описываемых пород также относится к продуктам дифференциации основной магмы.

Однако следует отметить, что степень дифференциации пород в пределах одного и того же массива обуславливает различные значения отношения магния к железу. Последнее зависит от неоднородности мине-

рального состава однотипных пород и также от неравномерного распределения аксессуарных минералов, в частности, хромшпинелидов и магнетита. Кроме того, учитывая, что геологические наблюдения показывают последовательную и постепенную смену пород по направлению к более кислым представителям этой естественной ассоциации пород, можно прийти к заключению, что в данном случае отношение магния к железу не может служить диагностической величиной.

По данным Ю. А. Кузнецова (1964, стр. 61), ультраосновные представители габбро-пироксенит-дунитовой формации по величине отношения магния к железу не отличаются от ультраосновных пород гипербазитовой формации.

Интересным в этом отношении является также следующее указание Г. В. Пинуса (1958) ...«следует подчеркнуть, что, по-видимому, не существует какой-то резкой границы, по которой можно судить о генезисе ультраосновной магмы по величине отношения магния к железу. Построенные нами кривые показывают, что величина этого отношения в крайних дифференциатах глубинной перидотитовой магмы (пироксениты) может быть ниже, чем величина аналогичного отношения в некоторых перидотитах базальтоидной магмы. Таким образом, для суждения о генезисе ультраосновных пород следует учитывать весь комплекс петрохимических особенностей и только в этом случае быть уверенным, что не впадаем в ошибку».

Нам представляется, что для этой цели может иметь значение молекулярное количество окиси кальция (величина дополнительной характеристики «х»), что не учитывается на диаграмме Н. Д. Соболева. В наших породах содержание СаО постепенно растет от перидотитов к пироксенитам в пределах от 2,16 до 13,38%*. В породах же гипербазитовой формации, по данным Г. В. Пинуса и др. (1958), СаО отсутствует или представлен в незначительном количестве.

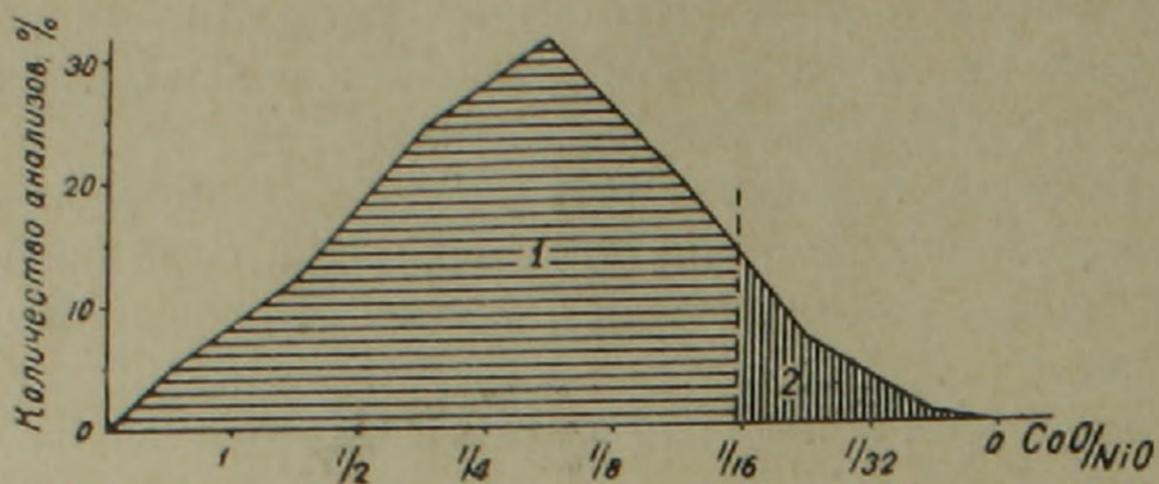
Кроме того, по данным И. А. Малахова (1963), для распознавания генетического типа ультраосновных пород можно использовать отношение кобальта к никелю. При сопоставлении двух формаций Урала им было выяснено, что отношение СоО к NiО в гипербазитах габбровой формации больше 1/16 (в весовых процентах), в то время как в гипербазитах перидотитовой формации оно меньше. В наших породах величина этого отношения для подавляющего большинства (89%) больше 1/16 (фиг. 3), т. е. является характерным для производных габбровой магмы.

Из других особенностей химического состава описываемых пород, которые не нашли отражения в приведенных диаграммах, следует отметить:

а) повышенные значения глинозема, среднее количество которого достигает 3,08%. В производных гипербазитовой формации Алтая-Саянской складчатой области содержание его составляет 1,36% (Г. В. Пинус и др., 1958);

* Приводятся средние значения.

б) повышенное содержание окиси титана, среднее содержание которой в наших породах составляет 0,06%, в производных же гипербазитовой формации Алтая-Саянской складчатой области титан практически отсутствует.



Фиг. 3. Количественное распределение соотношений кобальта и никеля в ультраосновных породах Базумского и Ширакского хребтов. 1. Область, относительно обогащенная кобальтом; 2. Область, относительно обогащенная никелем.

Из вышензложенного можно сделать следующие выводы:

1. Ультраосновные и основные интрузивные породы Базумского и Ширакского хребтов образовались в результате дифференциации первичной магмы состава меланократового оливинового габбро.

2. Особенности петрографического состава Овунн-Полутлинских габбро-диоритовых массивов указывают на то, что они генетически не связаны с ультраосновными и основными породами Базумского и Ширакского хребтов.

3. Результаты химических анализов позволяют отнести описываемые породы к образованиям нормального известково-щелочного ряда. В ходе дифференциации состав пород меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разностей до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разностей.

4. Комплекс петрохимических особенностей ультраосновных пород также указывает на их принадлежность к производным основной магмы, что соответствует наблюдаемым геологическим фактам.

5. Отношение магния к железу характеризуется широкой вариацией в пределах одного и того же массива и зависит от степени дифференциации на месте. Оно не может служить критерием для распознавания генетического типа ультраосновных пород подвижных областей. Для этой цели, вероятно, надежными критериями могут являться содержание СаО и отношение СоО к NiO.

Ս. Բ. ԱՔՈՎՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲԱԶՈՒՄԻ ԵՎ ՇԻՐԱԿԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՆԵՐԻ ՈՒՍՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ
ԵՎ ՀԻՄՔԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ
ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ-ում ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվ ապարները կազմում են երկու աղեղնաձև գոտիներ՝ Սևանա-Ամասիայի և Վեդու (Մերձարարսյան)։

Հոդվածում քննարկվում է Սևանա-Ամասիայի գոտու հյուսիս-արևմտյան մասի՝ Բազումի և Շիրակի լեռնաշղթաներում տեղադրված ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների ֆորմացիայի պետրոքիմիական հատկանիշները։

Նկարագրվող ֆորմացիայում, որը կազմում է ապարների բնական ասոցիացիա, անջատվում են հետևյալ տարբերակները՝ դունիտներ, պերիդոտիտներ, պիրոքսենիտներ, տրոկտոլիտներ, օլիվինային գաբրոներ, գաբրոներ և գաբրո-նորիտներ, այնուհետև գաբրո-դիորիտներ, քվարցային դիորիտներ և սլա-գիոգրանիտներ։

Նկարագրվող ապարների երկրաբանական և պետրոքիմիական կոմպլեքսի վերլուծումը թույլ է տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները։

1. Բազումի և Շիրակի լեռնաշղթաների ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվ ապարները իրենցից ներկայացնում են միասնական մագմատիկ ֆորմացիա, որը առաջացել է առաջնային մելանոկրատ օլիվինային գաբրոյի կազմի մագմայի դիֆերենցման հետևանքով։

2. Հովունի-Փոլուսիի գաբրո-դիորիտային զանգվածների պետրոգրաֆիական և գեոքիմիական հատկանիշները ցույց են տալիս, որ նրանք գենետիկորեն կապված չեն նկարագրվող ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների ֆորմացիայի հետ։

3. Նկարագրվող ֆորմացիայի քիմիական անալիզների արդյունքները թույլ են տալիս վերագրելու նրանց կրաքարա-ալկալային շարքի առաջացումներին։ Դիֆերենցման ընթացքում ֆորմացիայի ապարների կազմը փոխվում է շահագեցված մելանոկրատ տարբերակներից մինչև զերհագեցված լեյկոկրատ տարբերակները։

4. Ֆորմացիայի ուլտրահիմքային ապարների պետրոքիմիական հատկանիշների կոմպլեքսը ցույց է տալիս, որ նրանք պատկանում են հիմքային մագմայի ածանցյալներին, որը և համապատասխանում է ընդհանուր երկրաբանական սովյալներին։

5. Միևնույն զանգվածում մագնիումի և երկաթի հարաբերությունը բնորոշվում է լայն տատանումներով և կապված է զանգվածի դիֆերենցման աստիճանից։ Այդ հարաբերությունը չի կարող չափանիշ ծառայել շարժունակ պոնանների ուլտրահիմքային ապարների գենետիկ տիպը ճանաչելու համար։

Այդ նպատակի համար, հավանաբար, ավելի վստահեի չափանիշ կարող են լինել CaO պարունակությունը և CoO հարաբերությունը NiO -ին։

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
3. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. Изд. Недра, 1964.
4. Малахов И. А. Петрохимия гипербазитов Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
5. Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Самородный мышьяк из Амасийского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLI, № 4, 1965.
6. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
7. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. И. Гипербазиты Алтая-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
8. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. «Геохимия», № 8, 1959.
9. Матевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района. Известия АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
10. Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., v. 35 № 209, 1938.

М. Т. БОЯДЖЯН

О ГРАНАТАХ РАЗДАНСКОГО КОНТАКТОВО-
МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГНЕТИТА

Исследование минералов переменного состава—граната и пироксена — представляет значительный интерес, т. к. изменение их состава и свойств очень часто может служить индикатором условий минералообразования. Изучение контактово-метасоматических месторождений и экспериментальные исследования по синтезу этих минералов показывают, что колебания их состава обусловлены, главным образом, режимом кислотности—щелочности [2, 3].

С этой точки зрения нами проводилось исследование гранатов Разданского месторождения, что может пролить некоторый свет на условия рудообразования.

Разданское контактово-метасоматическое месторождение магнетита приурочено к контакту Судагянского гранитоидного интрузива эоценового возраста с верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщей, залегающей на размытой поверхности дотуронских интрузивных пород габброидного состава. Месторождение представлено двумя скарново-рудными залежами, образовавшимися как по известнякам, так и по подстилющим их габброидным породам. Скарны представлены гранатовыми, гранат-пироксеновыми, гранат-магнетитовыми, гранат-пироксен-магнетитовыми, гранат-эпидотовыми и в меньшей степени скаполит-пироксеновыми разностями.

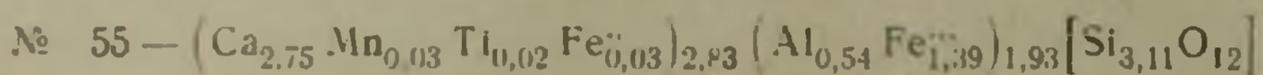
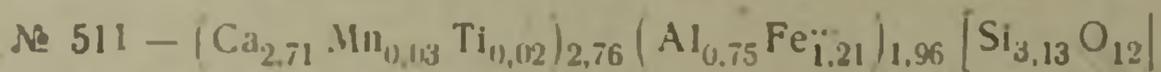
Гранат является наиболее распространенным минералом скарнов и руд. Изучение текстурно-структурных соотношений минеральных агрегатов и парагенетических ассоциаций минералов позволило выделить 3 генерации граната, характеризующиеся определенными возрастными взаимоотношениями с магнетитом. Все выделенные генерации по составу относятся к изоморфному ряду андрадит-гроссуляра. Определение составов производилось по замерам показателей преломления, а также по данным рентгеноструктурного и химического анализов, показавших идентичность результатов (табл. 1).

Гранат первой генерации входит в состав гранатовых, гранат-пироксеновых, гранат-магнетитовых и гранат-пироксен-магнетитовых скарнов, слагающих основную массу скарновых залежей. Он ассоциирует со скарновым пироксеном диопсид-геденбергитового ряда (содержание геденбергитовой составляющей—18—28%) и магнетитом I генерации. Состав его, по данным 30 замеров показателей преломления, колеблется от 34 до 70% андрадитовой составляющей. На фиг. 1 приведена схема соотношений общей железистости сосуществующих пироксена и граната, определенной на основании оптических свойств. (табл. 2). Распределение точек на диаграмме показывает, что в ассоциации с железистыми

Таблица 1

Химический состав и оптические свойства гранатов*

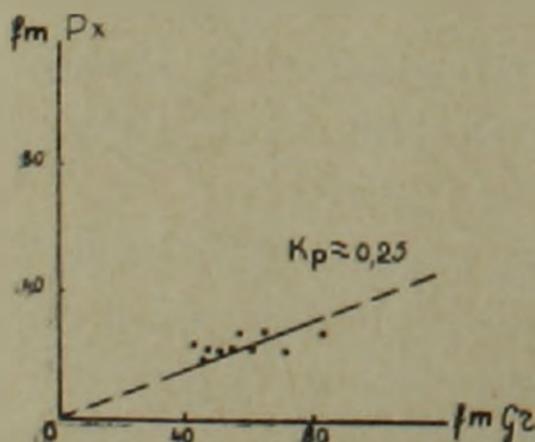
Окислы	№ 511 (I ген.)	№ 55 (II ген.)
	вес %	вес %
SiO ₂	38,84	38,68
TiO ₂	0,33	0,31
Al ₂ O ₃	8,00	5,69
Fe ₂ O ₃	19,95	23,00
FeO	—	0,50
MnO	0,49	0,50
CaO	31,44	31,92
Σ	99,05	100,60
N	1,832	1,850
Параметр элементарной ячейки	a ₀ =11,960 Å	a ₀ =11,984 Å



*Аналитик М. А. Шишковская. Хим. лаборатории геол. ф-та МГУ.

гранатами устойчивы маложелезистые пироксены, общая железистость которых не превышает 28%, при железистости граната от 42,6 до 70,5%.

Спектральным анализом в гранате первой генерации установлены: Mn и Ti—0,1—1%; Na—0,1%; Cr—0,003—0,1%; Sn—0,003—0,03%; Ni и Zr—0,001—0,003%. Относительно повышенные содержания Ti и Cr характерны для гранатов, образовавшихся по габброидам.



Фиг. 1. Соотношение общей железистости сосуществующих пироксена (fm Px) и граната (fm Gr) в скарнах Разданского месторождения. Kp — коэффициент равновесия по В. А. Жарикову (1966).

Гранат-I образует сливной мелкозернистый агрегат. Он обычно окрашен в желтовато-бурый, реже красновато-бурый цвет. Почти всегда отличается изотропностью. В тех случаях, когда он по краям зерен за-

Таблица 2

Оптические свойства сосуществующих граната и пироксена скарнов
Разданского месторождения

№ обр.	Гранат		Пироксен				Место взятия	
	N	андрадит в %	n_g	n_p	$c:N_g$	гед. в %	номера скважин	интервалы в м
529	1,827	59,7	1,708	1,680	42	22	17	11,6
532	1,838	64,5	1,712	1,685	42	28	17	12,5
517	1,870	82,5	1,712	1,685	42	28	17	60
485	1,817	50,5	1,708	1,680	42	22	50	70
442	1,808	46,0	1,708	1,680	42	22	35	48
186	1,830	60,0	1,708	1,680	42	22	36	50
214	1,815	50,0	1,708	1,680	42	22	36	168
164	1,825	56,6	1,712	1,684	42	28	23	94
153	1,852	70,5	1,708	1,680	42	22	23	47
315	1,823	55,0	1,708	1,680	42	22	15	40
140	1,803	42,6	1,710	1,682	42	24	7	65

мещается более поздним гранатом, появляется аномальная анизотропия, имеющая обычно концентрически-зональный характер. Теми же процессами замещения обусловлено часто наблюдаемое зональное строение зерен с различным составом зон. При замещении поздним магнетитом, гранат первой генерации подвергается гистерогенному разложению. Чаще всего по нему образуются эпидот и кальцит, в меньшей степени актинолит и хлорит.

Гранат второй генерации пользуется сравнительно небольшим распространением. Он образуется с магнетитом-II в зонах брекчирования ранних скарнов, нередко развиваясь по гранату-I; ассоциирует с эпидотом, хлоритом, роговой обманкой, иногда—с ранним пиритом. Признаков замещения граната второй генерации этими минералами не установлено, что свидетельствует о равновесных соотношениях между ними. Состав его более железистый и содержит от 70 до 85% андрадитовой составляющей ($N=1,852-1,870$). Гранат-II окрашен в медово-желтый и вишнево-красный цвет. Он отличается аномальной анизотропией, имеющей концентрически—зональный и секториальный характер. В пустотках выщелачивания в скарнах наблюдаются кристаллографические формы граната-II, представленные тетрагонтриоктаэдрами, нередко в комбинации с ромбододекаэдром.

Относительно происхождения аномальной анизотропии гранатов существует ряд предположений. Д. С. Коржинский [4] связывает аномальную анизотропию гранатов андрадит-гроссулярового ряда с составом и считает ее характерной для промежуточных членов этого ряда, содержащих 40—60% андрадитовой составляющей; гранаты же крайних составов изотропны. Однако, наблюдения над анизотропией гранатов многих контактово-метасоматических месторождений и Разданского, в частности, показывают, что это явление может быть вызвано не только составом, но, как это было отмечено еще В. А. Дунаевым [1], влиянием также механических напряжений и температурных условий образования.

Опыты С. П. Соловьева и Х. С. Никогосяна [5] показывают, что при

нагревании выше 800° гранат становится изотропным. Кроме того, согласно последним экспериментальным исследованиям по синтезу гранатов [3], есть основания считать, что наряду с составом, важную роль при возникновении анизотропии гранатов играет скорость их кристаллизации. При малых скоростях роста кристаллов синтезируются слабодвупреломляющие и изотропные разновидности. Гранаты более поздних генераций на Разданском месторождении образуются при более низких температурах и, судя по составу, из более щелочных растворов [3], обогащенных, возможно, такими минерализаторами, как Na_2CO_3 , K_2CO_3 и др. Присутствие последних, именно, может обеспечить высокие скорости роста кристаллов и обусловить тем самым появление анизотропных разновидностей.

Гранат третьей генерации имеет ограниченное развитие. Он обычно встречается в виде тонких прожилков в магнетитовой руде. Характеризуется ярко-красным цветом, прозрачностью и полной изотропностью. Замеры показателей преломления образцов граната III указывают на очень высокое содержание андрадитовой составляющей—88—97% ($N=1,878-1,890$). Гранат этой генерации является самой низкотемпературной разновидностью на Разданском месторождении.

Изменение состава и свойств исследованных гранатов различных генераций свидетельствует о закономерном изменении физико-химических условий образования гранатов и соответствующих генераций магнетита. Исследования по синтезу гранатов андрадит-гроссулярового ряда указывают на зависимость состава образующихся гранатов от кислотно-щелочного потенциала среды [3]. Показано, что гранаты, содержащие примерно поровну андрадитовую и гроссуляровую составляющую, образуются только в нейтральных средах. Изменение рН среды в ту или иную сторону вызывает изменение состава граната: в щелочных средах синтезируются железистые гранаты, при повышении же кислотности образуются более глиноземистые разновидности. В. А. Жариковым [2] выявлено, что соотношение железистости сосуществующих пироксена и граната можно рассматривать, как показатель кислотности растворов.

Расчеты коэффициента равновесия, проведенные по данным состава пироксена и граната ($K_r \approx 0,25$), показывают, что скарны Разданского месторождения образуются в условиях пониженной кислотности. Изучение составов граната поздних генераций свидетельствует о дальнейшем повышении щелочности растворов во времени, что привело к образованию сильно железистых разновидностей — почти чистых андрадитов (гранат III).

Մ. Տ. ԲՈՏԱԶՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԱՆԻ ՄԱԳՆԵՏԻՏԻ ԿՈՆՏԱԿՏ-ՄԵՏԱՍՈՄԱՏԻԿ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ
ԳՐԱՆԱՏՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Միներալային ազրեդատների տեքստուրային ու ստրուկտուրային կառուցվածքի, ինչպես նաև միներալների պարագենետիկ ասոցիացիաների ուսումնասիրության հիման վրա անջատված են գրանալիտի երեք գեներացիաներ: Նրանց քիմիական կազմությունը ժամանակի ընթացքում ենթարկվում է օրինաչափ փոփոխությունների, մասնավորապես ավելանում է անդրադիտային բաղադրամասի պարունակությունը: Հավասարակշռության գործակցի հաշվարկումները, որոնք կատարված են գոյակցվող պիրոքսենների և գրանատների կազմի հիման վրա, հնարավորություն են տալիս վերականգնելու նրանց առաջացման միջավայրի քիմիական բնույթը: Հրազդանի հանքավայրի սկառների հիմնական մասը առաջացել է ցածր թթվայնության պայմաններում, մինչդեռ գրանալիտի սվեյի նրիտասարդ գեներացիաների ձևավորման ժամանակ տեղի է ունեցել ալկալայնության բարձրացում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дунаев В. А. О гранатах Теченского месторождения. Тр. Горногеол. ин-та, УФАН СССР, вып. 35, Мин. сб., № 4, 1960
2. Жариков В. А. Соответствие составов сосуществующих пироксена и граната известковых скарнов. ДАН СССР, т. 170, № 2, 1966.
3. Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. докт. г.-м. наук, Новосибирск, 1967.
4. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГН АН СССР, вып. 68, 1948.
5. Соловьев С. П. и Никогосян Х. С. Аномальные гранаты района Тырны-Ауз и переход их в изотропное состояние при нагревании. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 67, вып. 4, 1938.

Э. Н. КУРГИНЯН, Г. З. АТАНЕСЯН

ОКРАСКА ПОРОД ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ СВИТЫ КАК ОДИН ИЗ ПОКАЗАТЕЛЕЙ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Окраска относится к числу основных свойств осадочных пород. Она служит показателем тех геохимических условий, в которых формировалась порода, конечно, если окраска обусловлена седиментационными и диагенетическими минеральными образованиями. Изучение цветности помогает расчленять разрезы, коррелировать их, выявлять полезные ископаемые (уран, нефть, газ и др.) [2, 5, 6], выделять терригенно-минералогические провинции [1], уточнять фациальные и тектонические условия образования осадков [6] и т. д. В то же время цвет осадочной породы — свойство, которое наиболее однообразно описывается и наиболее разнообразно интерпретируется.

Количественная (цифровая) характеристика цвета породы дает возможность переходить от визуальной субъективной характеристики цвета осадочных пород к вполне объективным количественным показателям. Характеристика цвета той или иной породы становится таким же необходимым определением как гранулометрический, химический, минералого-петрографический состав и др.

Породы октемберянской свиты формировались в восстановительной геохимической обстановке, в целом благоприятной для преобразования органического вещества. Поэтому, не случайно преобладание в породах серых, темносерых красок с различными оттенками зеленого цвета. Серый цвет с зеленоватым оттенком служит общим фоном в породах октемберянской свиты, причем серый цвет хорошо выдерживается по простиранию и согласуется со слоистостью, что указывает на первичность окраски.

С помощью количественного определения цвета пород октемберянской свиты удастся точнее определять окраску пород, тем более, что черный компонент как бы забивает цветную часть при визуальном просмотре и породы получают однообразную цветовую характеристику. Различие в окраске пород можно уловить лишь с помощью фотометрирования.

Количественное определение цвета пород производилось на универсальном фотометре «ФМ» с применением методики, предложенной В. И. Данчевым [3]. Порода раздроблялась и просеивалась через сито 0,1 мм, затем помещалась в специальные формочки и на фотометре измерялась ее отражательная способность путем сравнения с эталоном отражательной способности порошка, принятой за 100%. Фотометрирование производилось набором трех светофильтров (К), охватывающих весь интервал длин волн видимой части спектра. При каждом светофильтре производилось пять отсчетов и бралось среднее арифметическое. Так опре-

делялось содержание черного компонента (S), полностью поглощающего световой поток, белого компонента (W), полностью отражающего световой поток, наконец, цветного компонента (V)—как разность между крайними значениями при разных светофильтрах. Сумма (S), (W) и (V) составляет 100% и условно именуется ахроматической характеристикой пород, а расшифровка цветного (V)—их хроматической характеристикой. Количество белого (W)—соответствует ординате самой нижней точки отражения, количество черного (S)—соответствует разности между 100% и максимальным значением : (отражательная способность), наконец, количество цветного дополняет эти цифры до 100%.

Фотометрирование производилось на 123 образцах керна из скважин Октемберянского района: скв. 11—27 определений, скв. 13—33 определения, скв. 47—63 определения.

В табл. 1 приводятся данные фотометрического определения окраски пород из скважин 11 и 13 Октемберянского района. В ней использованы выборочные анализы с целью показа методики расчета компонентов цвета и насколько разнятся цифровые значения цвета в породах с различной окраской.

Таблица 1

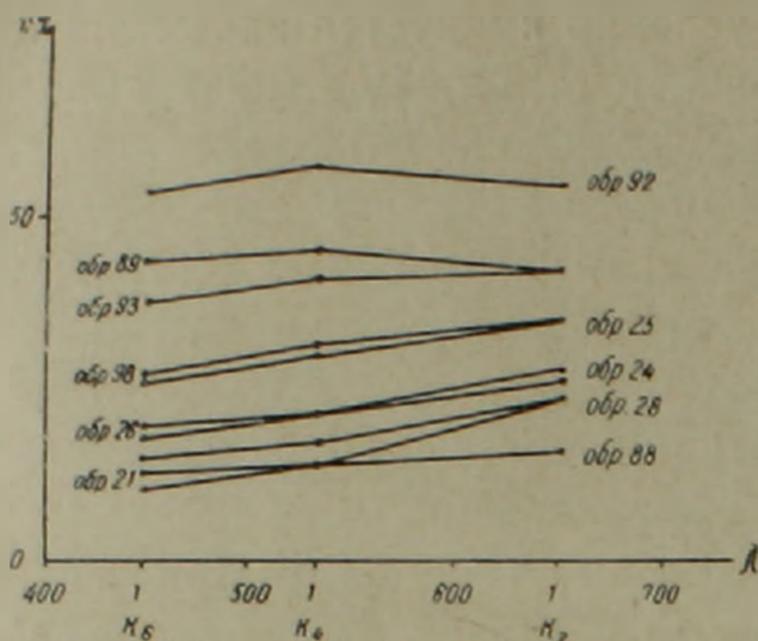
Скважины	№№ обр.	Среднее из пяти отсчетов			Окраска пород выразится формулой
		K ₆	K ₄	K ₂	
					Скв. 13
Скв. 13	88	11	14	16	обр. 88 11W - 84S + 5V = 100%
.	89	43	44	41	обр. 89 31W + 66S + 3V = 100%
.	92	53	56	53	обр. 92 50W + 47S + 3V = 100%
.	93	37	40	41	обр. 93 37W + 59S + 4V = 100%
.	97	35	40	37	обр. 97 35W + 60S + 5V = 100%
.	98	27	31	34	обр. 98 27W + 66S + 7V = 100%
					Скв. 11
Скв. 11	21	13	14	23	обр. 21 13W + 77S + 10V = 100%
.	24	18	21	26	обр. 24 18W + 74S + 8 V = 100%
.	25	26	29	34	обр. 25 26W + 64S + 10V = 100%
.	26	19	21	27	обр. 26 19W + 73S + 8 V = 100%
.	28	15	17	23	обр. 28 15W + 77S + 8 V = 100%

На фигуре 1 дано графическое изображение результатов фотометрирования по таблице 1.

Как видно на фигуре 1, образцы, взятые из скв. 13, не имеют резких максимумов и приближаются к прямым, параллельным оси абсцисс, что вполне соответствует общему фону пород октемберянской свиты. Действительно—это породы светло-серого, серого, в основном темно-серого цвета с различными оттенками зеленого, причем визуальнo образец 92—светло-серый, а образец 88—темно-серый.

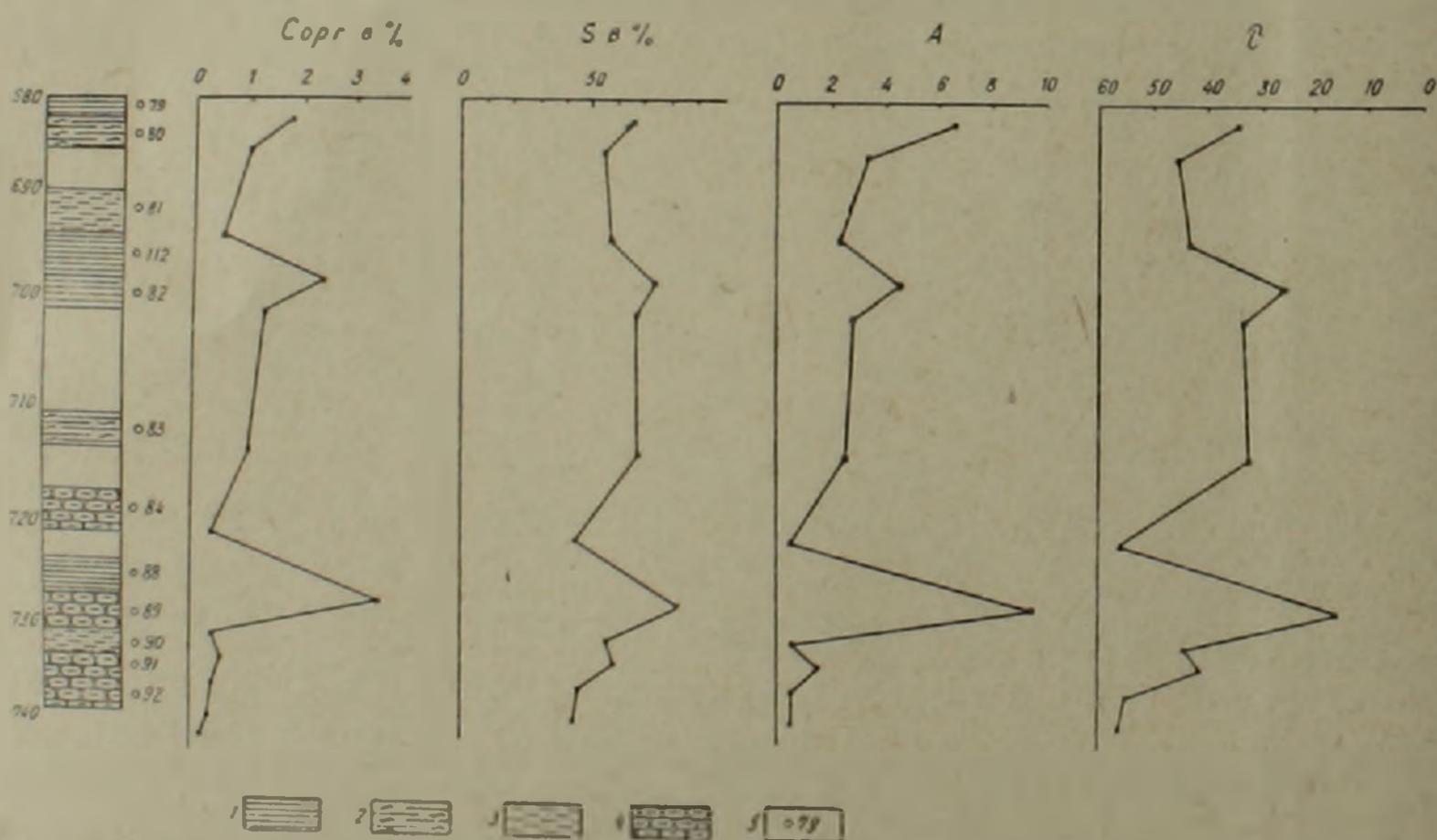
В образцах из скв. 11 кривые спектра отражения достигают максимума в длинноволновой красной части спектра. Это—породы красноцветной базальной свиты, подстилающей породы октемберянской свиты. Породы красноцветной свиты формировались в резкоокислительных геохимических условиях осадконакопления и красная, буро-красная, ко-

ричная окраска различных оттенков обусловлена содержанием гидратов окислов железа. Известно, что серые и черные цвета обычно зависят от содержания в породе органических веществ: углерода органического,



Фиг. 1. Графическое изображение результатов фотометрирования со светофильтрами К (скв. 11, 13). τ — отражательная способность, λ — длина волны в м.М.

битумов, а также обусловлены присутствием различных сульфидов, в первую очередь, пирита, который находится в тонкорассеянном состоянии и придает породам серую или черную окраску. Все это свидетельствует о вполне закономерной сопряженности цвета и всех слагающих породу компонентов. Данные фотометрирования (свыше 120 обр.) показывают почти во всех образцах повышенное количество черного компонента (S). Так, в скважине 13 среднее содержание черного компонента (S) составляет 60%, в скважине 11—69%, в скважине 47—61%.



Фиг. 2. Зависимость черного компонента (S) от содержания углерода органического и корреляция редуционного числа и отражательной способности в образцах из скв. 13. 1—глина, 2—глина алевролитовая, 3—глина песчаная, 4—песчаник глинистый, 5—место взятия и номер образца. А—редуционное число; τ —отражательная способность.

Повышенное содержание черного компонента (S) дает возможность установить взаимосвязь с таким показателем, как углерод органиче-

ский, который является одним из постоянных компонентов осадочных пород и имеет большое влияние на все химические процессы, протекающие в них.

Для установления связи между отражательной способностью пород и содержанием органического углерода было использовано также и, так называемое, редуционное число по Патноду [7]. Редуционным числом Патнод называет то количество хромового ангидрида, которое расходуется на окисление органики в 100 мг образца. Для окисления органического вещества приготавлился 0,4 N раствор хромового ангидрида.

На фигуре 2 видна прямая зависимость черного компонента (S) от содержания Сорг и четкая корреляция редуционного числа и отражательной способности. Кривые зависимости получены по 12 образцам из скв. 13.

Подобная зависимость была установлена во многих из исследованных образцов, поэтому, нами представляется излишним приводить данные всех анализов. Для выяснения закономерной связи между Сорг и количеством черного компонента (S) нами использовался коэффициент корреляции рангов Спермана, который определяется по следующей формуле:

$$r = 1 - \frac{6\sum a^2}{n^3 - n},$$

где r — коэффициент корреляции рангов,

$\sum a^2$ — сумма квадратов отклонений номеров рангов второго из взя-

тых двух компонентов от номеров рангов первого из них,

n — число рангов.

Коэффициент корреляции Сорг и S был рассчитан по каждой скважине для отдельных петрографических типов пород.

Данные по Сорг и S были сгруппированы по рангам в порядке возрастания.

Итак, в скважине 13 коэффициент корреляции r в глинах составляет 0,825, следовательно черный компонент (S) главным, решающим образом определяется содержанием Сорг. Несколько снижено значение r в песчаниках—0,692. Алевролиты представлены двумя образцами, в которых содержание черного компонента (S) составляет 60 и 65%, соответственно Сорг—0,29 и 0,57%.

В скважине 47 в глинах расчет коэффициента корреляции не показывает линейной связи между Сорг и S. В алевролитах r составляет 0,594—связь существует, но выражена слабо. Довольно хорошая связь отмечается в песчаниках, где $r = 0,8$.

В скважине 11 в глинах и алевролитах нами отмечалась прерывистая связь черного компонента с Сорг. В песчаниках r составляет всего 0,25—линейной связи почти нет.

Очевидно, углерод органический не является единственным хромофором, обуславливающим окраску породы. К числу таких можно отнести закисные формы железа, в первую очередь, пирит, который постоян-

Таблица 2

Глины скв. 13

№№ пп	№№ обр.	Сорг в %	Кол-во чер- ного комп. (S) в %	Ранг Сорг	Ранг S	a	a ²
1	79	1,72	66	14	9,5	-4,5	20,25
2	80	0,96	55	11	1	-10	100
3	81	0,48	57	3	2	-1	1
4	82	1,21	67	13	11,5	-1,5	2,25
5	83	0,95	68	10	13	3	9
6	85	0,77	67	8	11,5	3,5	12,25
7	86	0,62	64	5	6,5	1,5	2,25
8	88	3,45	84	19	18	-1	1
9	90	0,40	59	1	3,5	2,5	6,25
10	93	0,46	59	2	3,5	1,5	2,25
11	98	0,74	66	7	9,5	2,5	6,25
12	101	0,68	64	6	6,5	0,5	0,25
13	104	0,97	69	12	14	2	4
14	105	2,14	70	15	15	0	0
15	106	0,58	65	4	8	4	16
16	107	2,27	71	16	16	0	0
17	108	0,83	62	9	5	-4	16
18	111	3,00	90	18	19	1	1
19	112	2,38	74	17	17	0	0
						Σa = 0	Σa ² = 200

$$r = 1 - \frac{6 \Sigma a^2}{n^3 - n} = 1 - \frac{6 \cdot 200}{6859 - 19} = 1 - \frac{1200}{6840} = 1 - 0,175 = 0,825$$

Таблица 3

Песчаники скв. 13

№№ пп	№№ обр.	Сорг в %	Кол-во чер- ного комп. (S) в %	Ранг Сорг	Ранг S	a	a ²
1	84	0,2	44	4	3,5	-0,5	0,25
2	89	0,22	56	5	8	3	9
3	91	0,25	45	6,5	5,5	-1	1
4	92	0,16	44	3	3,5	0,5	0,25
5	94	0,14	37	2	1	-1	1
6	95	0,25	39	6,5	2	-4,5	20,25
7	97	0,37	60	9	10	1	1
8	99	0,35	57	8	9	1	1
9	100	0,66	53	10	7	-3	9
10	103	0,12	45	1	5,5	4,5	20,25
						Σa = 0	a ² = 63

$$r = 1 - \frac{6 \cdot 63}{1000 - 10} = \frac{378}{990} = 1 - 0,308 = 0,692$$

но и в большом количестве определяется при минералогических исследованиях пород октемберянской свиты.

Возможно, некоторое влияние на окраску пород октемберянской свиты имеет также Mn, содержание которого по данным спектрального анализа, иногда превышает кларковое. На данном этапе исследований

Таблица 4

Скв. 47 Алевролиты

№№ пп	№ обр.	Сорг в %	К-во S в %	Ранг Сорг	Ранг S	a	a ²
1	2670	0,48	60	7	5,5	-1,5	2,25
2	2794	0,23	45	2	1	-1	1
3	2797	0,36	59	3,5	4	0,5	0,25
4	2819	0,75	72	10	9	-1	1
5	2822	0,67	67	8	7	-1	1
6	2827	0,36	69	3,5	8	4,5	20,25
7	2833	0,43	73	6	10	4	16
8	2834	0,37	54	5	2	-3	9
9	2864	0,74	60	9	5,5	3,5	12,25
10	2669	0,21	55	1	3	2	4
						Σa = 0	Σa ² = 67

$$\rho = 1 - \frac{6,67}{1000 - 10} = \frac{402}{990} = 1 - 0,406 = 0,594$$

$$\rho = 0,594$$

Таблица 5

Скв. 47 Песчаники

№№ пп	№ обр.	Сорг в %	К-во S в %	Ранг Сорг	Ранг S	a	a ²
1	2671	0,35	61	4	3	-1	1
2	2815	0,14	48	1	1	0	0
3	2823	0,34	62	3	4	1	1
4	2828	0,32	53	2	2	0	0
						Σa = 0	Σa ² = 2

$$\rho = 1 - \frac{6,2}{64 - 4} = \frac{12}{60} = 1 - 0,2 = 0,8$$

$$\rho = 0,8$$

не представляется возможным делать определенные выводы о влиянии вышеописанных факторов на окраску пород октемберянской свиты.

На основании данных по 118 образцам нами была сделана попытка установить зависимость цвета от петрографического типа пород в скважинах 11, 13, 47.

По данным табл. 6 видно, что наибольшее количество черного компонента отмечается в глинах и алевролитах, в песчаниках оно заметно уменьшается. Однако, в последних возрастает количество белого компонента. Цветной компонент (V) почти не изменяется во всех петрографических типах пород.

Из вышеизложенного можно сделать некоторые выводы:

1. Количественная (цифровая) характеристика цвета пород октемберянской свиты дает возможность переходить от зрительных субъективных впечатлений об окраске пород к вполне объективным количественным показателям.

Таблица 6

Компоненты цвета	Глины ср. Сорг. 1,65			Алевриты ср. Сорг 0,36			Песчаники ср. Сорг 0,27		
	min	max	средн. по 80 образ.	min	max	средн. по 20 образ.	min	max	средн. по 18 образ.
Черный (S)	53	90	65	54	77	64	37	67	54
Белый (W)	8,5	37	28	16	37	29	29	58	41
Цветной (V)	1	11	7	3	16	7	1	11	5
			100,0			100,0			100,0

2. Количественное выражение окраски пород октемберянской свиты позволяет установить внутреннюю взаимную количественную связь между цветом пород и их вещественным составом. Цифровое выражение окраски пород позволило определить закономерную связь между углеродом органическим и количеством черного компонента (S) в породах октемберянской свиты, а также взаимосвязь между петрографическим типом пород и количеством черного компонента.

3. Породы октемберянской свиты характеризуются повышенным значением черного компонента (S), среднее содержание которого более 60%, а в некоторых образцах доходит до 82 и 90%, что обусловлено наличием в породах органического вещества и указывает на восстановительные условия формирования пород октемберянской свиты.

4. Серый цвет с оттенками зеленого хорошо выдерживается по протиранию, согласуется со слоистостью пород, что свидетельствует о формировании окраски пород октемберянской свиты при диагенетических процессах, т. е. о первичности окраски.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.V.1968.

Է. Ն. ԿՈՒՐԳՅԱՆ, Գ. Զ. ԱՏԱՆԵՍՅԱՆ

ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԳՈՒՆԱՎՈՐՈՒՄԸ ՈՐՊԵՍ
ՆՐԱՆՑ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՑՈՒՑԱՆԻՇՆԵՐԻՑ ՄԵԿԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգիածում բերվում է Արարատյան իջվածքի Հոկտեմբերյանի տեղամասի նստվածքային ապարների գեոքիմիական պայմանների դերը ապարների գունավորման գործում:

Ապարների գունավորման քանակական բնութագիրը հնարավորություն է տալիս գույնային սուբյեկտիվ բնույթից անցնելու լիովին օբյեկտիվ ցուցանիշների:

Հայտնի է, որ Հոկտեմբերյանի շերտախմբի նստվածքային ապարները ձևավորվել են վերականգնման գեոքիմիական միջավայրում:

Հետևաբար պատահական չէ ապարների գերակշռող մոխրագույն, մուգ-մոխրագույն լինելը և կանաչավուն երանգավորումները: Ապարների գույների տարբերությունը նմուշներում կարելի է «որսալ» միայն ֆոտոմետրով, որը կատարվում է Վ. Ի. Գանչևի առաջարկված մեթոդով (1956):

Որոշվել են երեք բաղադրիչներ՝

սև բաղադրիչ (S),

սպիտակ բաղադրիչ (W),

գունավոր բաղադրիչ (V), որոնց ընդհանուր գումարը կազմում է 100:

Այսպիսով որոշվում է յուրաքանչյուր նմուշի քանակական գույնային բնութագիրը:

Հոգվածում աղյուսակների ձևով տրված են տարբեր նմուշներում ստացվող բաղադրիչների փոխհարաբերությունը, որը օրինաչափորեն կախված է ապարներում օրգանական նյութի առկայության քանակից:

Գունավորման քանակական արտահայտությունը օրինաչափորեն նվազում է կավային ապարներից դեպի ավազաքարային ապարները:

Վերոհիշյալից ելնելով կարելի է անել հետևյալ եզրակացությունները:

1. Հոկտեմբերյանի շերտախմբի ապարների գունավորման քանակական բնութագիրը օգնում է ճշտելու գունավորման տեսողական ընկալումը:

2. Գունավորման քանակական արտահայտությունը հնարավորություն է տալիս փոխադարձ կապ հաստատելու ապարի գույնի և նյութական կազմի միջև:

3. Ապարների մոխրագույն գույնը և կանաչավուն երանգը լավ է արտահայտված տարածականորեն, հարմարվում է շերտավորման հետ և կապված է Հոկտեմբերյանի շերտախմբի առաջացման ընթացքում դիագենեզի երևույթներից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вистеллус А. Б. и Ярославская Н. Н. Основные черты цветовой характеристики песчано-алевритовых отложений терригенного мела Закаспия. ДАН СССР, т. ХС, № 2, 1954.
2. Данчев В. И. Значение количественного определения цвета пород при изучении осадочных месторождений урановых руд. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 11, 1958.
3. Данчев В. И. О методике изучения цвета осадочных горных пород. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 7, 1956.
4. Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского Казанского Поволжья. Труды ИГН АН СССР, вып. 87, серия геологическая.
5. Задов Л. П. и Вайнбаум С. Я. Цветность пород как нефтепоисковый признак. Нефтяное хозяйство, № 8, 1952.
6. Кузнецов В. Г., Буканов В. Г. Некоторые результаты фотометрического изучения нижнекаменноугольных отложений Оренбургской области. Изв. ВУЗ-ов, геология и разведка, № 3, 1967.
7. Patnode H. W. Relation of organic matter to color of sedimentary rocks. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 25, № 10, 1941.

В. О. ПАРОНИКЯН

О ЗАВИСИМОСТИ СРЕДНЕГО КВАДРАТИЧНОГО ОТКЛОНЕНИЯ И КОЭФФИЦИЕНТА ВАРИАЦИИ ОТ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕЛЕ ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО

Изменчивость какого-либо признака полезного ископаемого определяется средним квадратичным отклонением (σ) и коэффициентом вариации (V). Указанными стандартами в геологической практике пользуются при аналитическом решении таких важных вопросов, как точность определения среднего значения какого-либо признака, оптимальное число наблюдений, необходимых для полной характеристики данного признака с заданной точностью и т. д.

Среднее квадратичное отклонение характеризует степень рассеивания частных значений признака по отношению к своему математическому ожиданию. Статистически оно оценивается формулой:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}, \quad (1)$$

где x_i — частные значения признака, \bar{x} — эмпирическое среднее, n — объем выборки.

В отличие от среднего квадратичного отклонения, коэффициент вариации является безразмерной величиной, определяющейся соотношением:

$$V = 100 \frac{\sigma}{\bar{x}} \%, \quad (2)$$

Коэффициент вариации служит мерой изменчивости признака и позволяет их сравнение в различных объектах.

С этой точки зрения, как отмечают многие исследователи [3, 4, 8], из совокупности признаков наибольшей изменчивостью характеризуются содержания компонентов в теле полезного ископаемого и поэтому не случайно, что аналитические расчеты направлены на всестороннюю характеристику именно этого свойства.

Следует, однако, отметить, что значение σ и V , определяющиеся формулами (1) и (2), могут служить мерой изменчивости признака только при стохастическом распределении случайной величины, между тем, как в геологических объектах иногда наблюдаются определенные взаимосвязи между частными значениями признаков. Примером подобной связи по В. Г. Соловьеву [9, 10], П. Л. Каллистову [3] и др. могут служить ясно выраженные закономерные изменения содержаний компонентов в определенных направлениях рудных тел. Как следствие указанного

координированного изменения содержаний, исследователями [1, 3, 4, 10] отмечены тенденции возрастания значений среднего квадратичного отклонения и коэффициента вариации по мере расширения границ рудных тел. Таким образом, значение вышеуказанных параметров ставится в прямую зависимость от объема выборки, что не должно иметь места в условиях стохастического распределения. Это обстоятельство, в частности, послужило основанием скептического отношения ряда исследователей [2, 12] к среднему квадратичному отклонению и коэффициенту вариации как объективным мерам степени изменчивости признака полезного ископаемого.

Не вдаваясь в подробности обсуждения затронутых вопросов, которые достаточно детально рассмотрены рядом исследователей [1, 3], отметим лишь, что изучение огромного эмпирического материала по различным рудным формациям Армянской ССР привело нас к выводу, что координированные изменения содержаний элементов в рудных телах выражены настолько слабо, что их влияние на точность определения указанных параметров ничтожно. Иначе говоря, математически нельзя заранее определить содержания компонентов в какой-либо точке или элементарном участке рудных тел. Действительно, содержания компонентов в рудных телах и на отдельных их участках обусловлены большим числом геологических и физико-химических факторов, которые в сумме определяют этот признак как практически случайное явление.

Аналитический материал по рудным формациям Армянской ССР, с другой стороны, показывает, что между степенью изменчивости содержаний компонентов и размером рудных тел нет прямой зависимости, т. е. σ и V почти инвариантны по отношению к объему выборки. В частности, на примере месторождений Ахтала, Кафан, Газма, Бабаджан, Гюмушхана и др. установлено, что σ и V для отдельных рудных тел не являются максимальными по отношению к их горизонтам или блокам, а значения этих параметров для месторождений или рудников в целом не являются максимальными также по отношению к отдельным рудным телам. Коэффициент вариации и среднее квадратичное отклонение генерального статистического коллектива при этом, аналогично эмпирическому среднему, занимают среднее положение между значениями меньшей по объему совокупностей (табл. 1).

Указанные обстоятельства позволяют оперировать рассматриваемыми математическими понятиями, как объективными характеристиками признаков отдельных геологических образований.

Еще одно возражение против применения формул (1) и (2) в качестве мер изменчивости признака возникает в связи с функцией распределения частот содержаний элементов. Для компонентов пород чаще всего устанавливается логарифмически-нормальный закон [7, 13], хотя А. Б. Вистелиус принимает нормальную функцию для «локальных» распределений. До этого логнормальный закон в рудах был отмечен Н. К. Разумовским [6], однако К. В. Обрей [12] и Л. И. Четвериков [11] ставят под сомнение этот закон распределения элементов в породах и рудах.

Таблица 1

Месторождение и элемент	Название рудного тела и горизонта	Число проб (n_i)	Среднее квадратичное отклонение (σ_i)	Коэффициент вариации σ_i/ρ (V_i)	$\hat{\sigma} = \frac{\sum_{i=1}^k n_i \sigma_i}{N}$	$\hat{V} = \frac{\sum_{i=1}^k n_i V_i}{N}$
Ахтала Pb	Линза 10:				2,3	124
	гор. +35	87	3,8	152		
	гор. +31	113	2,4	96		
	гор. +23	237	2,5	125		
	гор. +16,5	85	2,55	102		
	гор. + 8,5	53	0,99	110		
	гор, шт. 7	208	1,9	136		
	Вся линза 10	736	2,5	132		
Кафан (рудн. 1—2) Cu	Жила 3—бис	98	6,8	64	6,7	60
	Жила 6—сев.	98	6,5	55		
	Жила 7—сев.	91	7,0	71		
	Жила 4—сев.	65	6,5	41		
	Все жилы рудн.	352	7,1	61		
Шаумян Zn	Жила 1—сев.	121	9,98	78	10,5	77
	Жила 1—южн.	157	8,75	98		
	Жила 2—южн.	149	9,0	70		
	Жила 2—южн.	210	12,2	68		
	Жила 4—южн.	69	11,6	71		
	Жила 5—южн.	55	13,3	71		
	Все жилы	827	10,6	77		

Нами установлено [5], что распределение частот содержаний компонентов в рудах ряда месторождений Армянской ССР хорошо согласуется с показательной функцией; иногда отмечается логнормальный закон распределения. Во многих случаях, однако, аналитический материал не аппроксимируется с какой-либо из известных функций распределения.

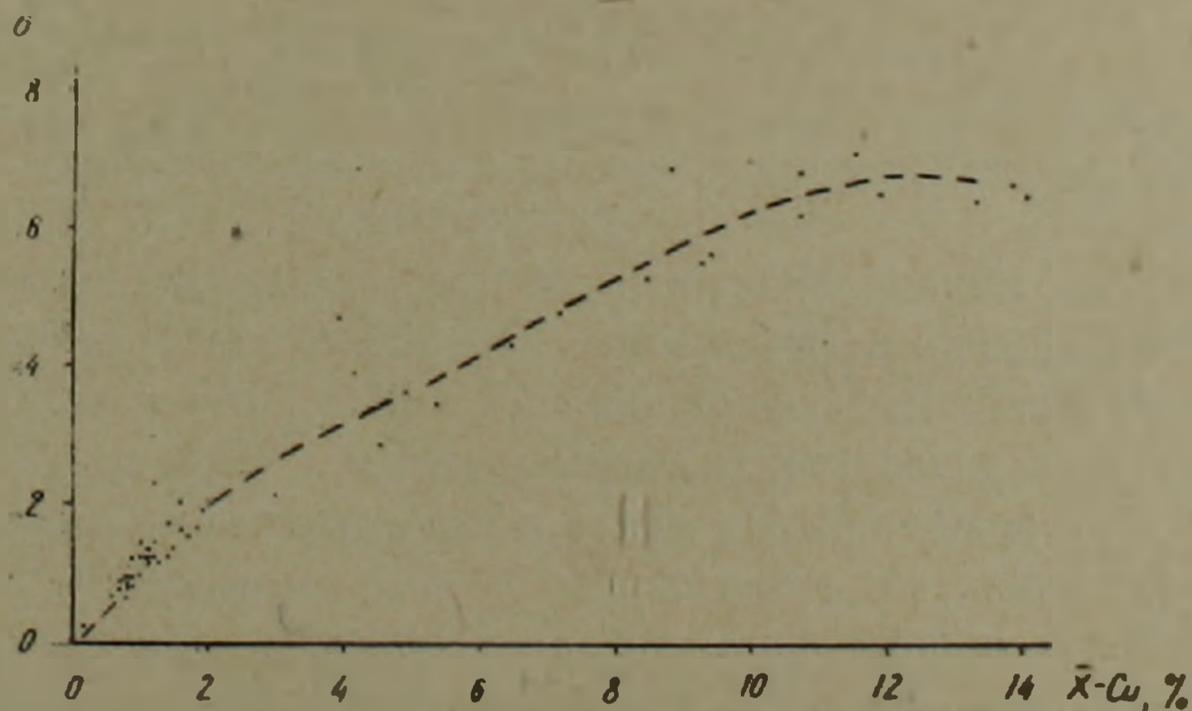
В таких условиях применение логнормального закона распределения в качестве основ для расчетов часто приводило бы с геологической точки зрения к ошибочным результатам*. Исходя из вышеуказанного, в настоящее время целесообразно пользоваться формулами (1) и (2) нормального распределения, т. к. в этом случае данные по степени изменчивости компонентов более или менее близко характеризуют истинное положение. Кроме того, численные значения параметров, вычисленные по

* В этих случаях, как показывают исследования, получаются иные значения коэффициента вариации, в зависимости как от истинной степени изменчивости признака, так и от того, насколько данное распределение близко к логнормальному закону. При этом, иногда, весьма неравномерно распределенные компоненты могут оказаться рядом с равномерными.

указанным формулам, однотипны с литературными данными по рудным месторождениям, что позволяет произвести их сравнительную характеристику.

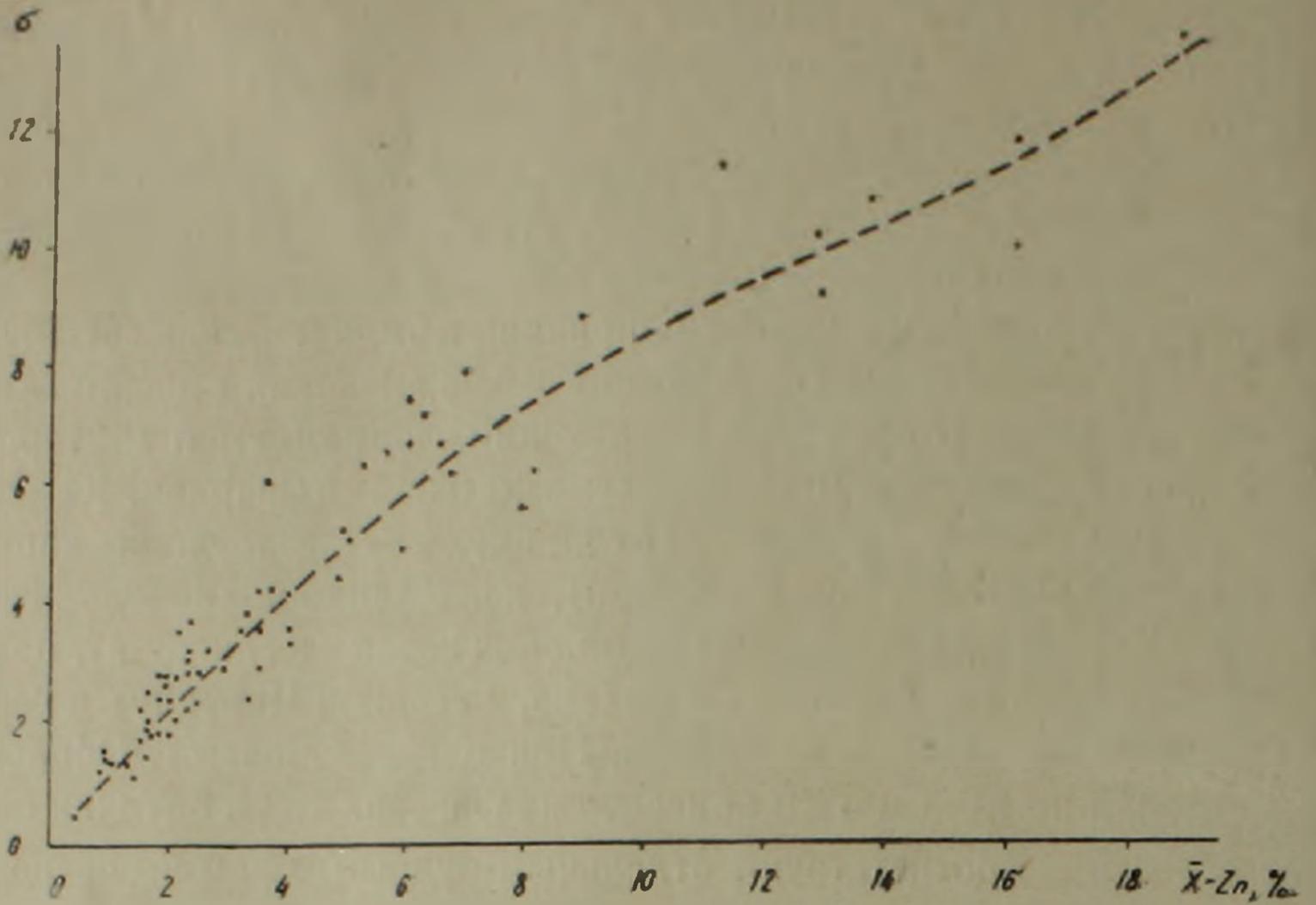
С этой точки зрения нами статистически было обработано около 35 000 химических анализов на Fe, Cu, Zn, Pb, Mo из различных месторождений Армянской ССР. При этом были вычислены средние квадратичные отклонения, коэффициенты вариации и эмпирические средние для отдельных рудных тел, их горизонтов и месторождений в целом. Аналитический материал относится к следующим формациям и месторождениям: титаномагнетитовая-гистеромагматическая (Сваранц, Камакар), титаномагнетитовая-осадочная (Агарцин), железорудная-скарновая (Раздан), медноколчеданная (Кафан), колчеданно-полиметаллическая (Ахтала, Шаумян, Халадж), медно-молибденовая (Каджаран), полиметаллическая (Газма, Каялу, Гюмушхана, Ениджа, Чирахлу) и свинцово-цинковая (Бабаджанская группа, Привольное, Мовсес). Обработанный материал по Pb, Cu и Zn приведен на фигурах 1, 2 и 3. Точки с координатами σ и \bar{x} соответствуют отдельным рудным телам вышеупомянутых месторождений, параметры которых вычислены на основании результатов анализов, от нескольких десятков до сотен, полученных в результате геолого-разведочных и эксплуатационных работ. На диаграммах, как видно, точки располагаются настолько узкой полосой в близдиагональном направлении, что напрашивается вывод о наличии прямой зависимости между средним квадратичным отклонением и эмпирическим средним рудообразующих главных элементов в гидротермальных месторождениях.

Угловые коэффициенты кривых взаимосвязи σ и \bar{x} (фиг. 1, 2 и 3), как видно, возрастают в последовательности элементов Cu, Zn и Pb, т. е. при прочих равных условиях степень неравномерности содержаний

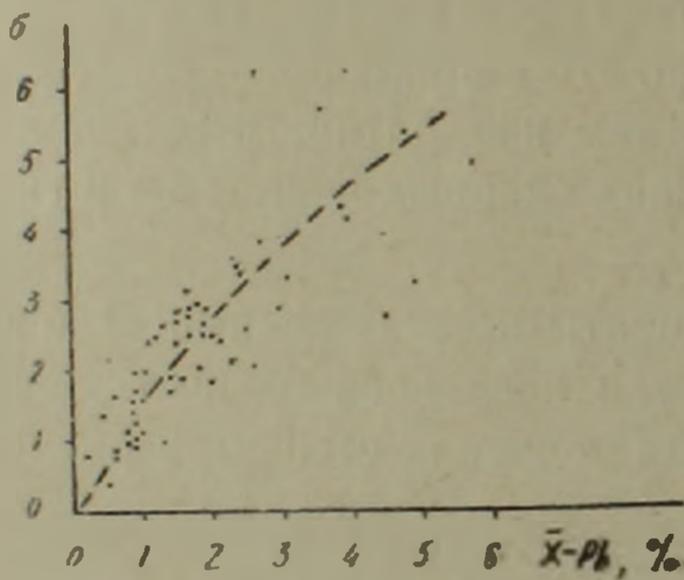


Фиг. 1. График зависимости среднего квадратичного отклонения (σ) от среднеарифметических содержаний (\bar{x}) меди в рудных телах колчеданной формации АрмССР.

в этом ряду возрастает. Наряду с этим у Zn и Cu наблюдается относительно более слабая чувствительность изменения среднего квадратичного отклонения по отношению к вариации эмпирического среднего при



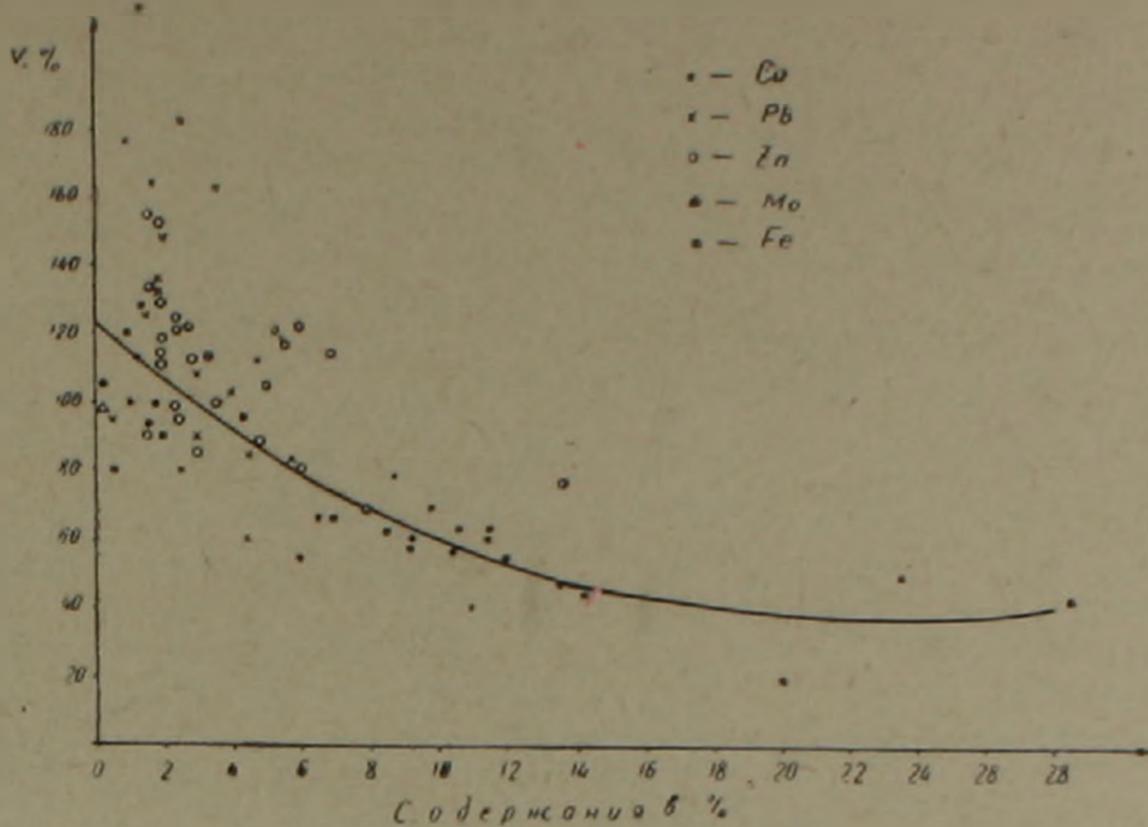
Фиг. 2. График зависимости среднего квадратичного отклонения от среднеарифметических содержаний цинка в рудных телах главных полиметаллических месторождений АрмССР.



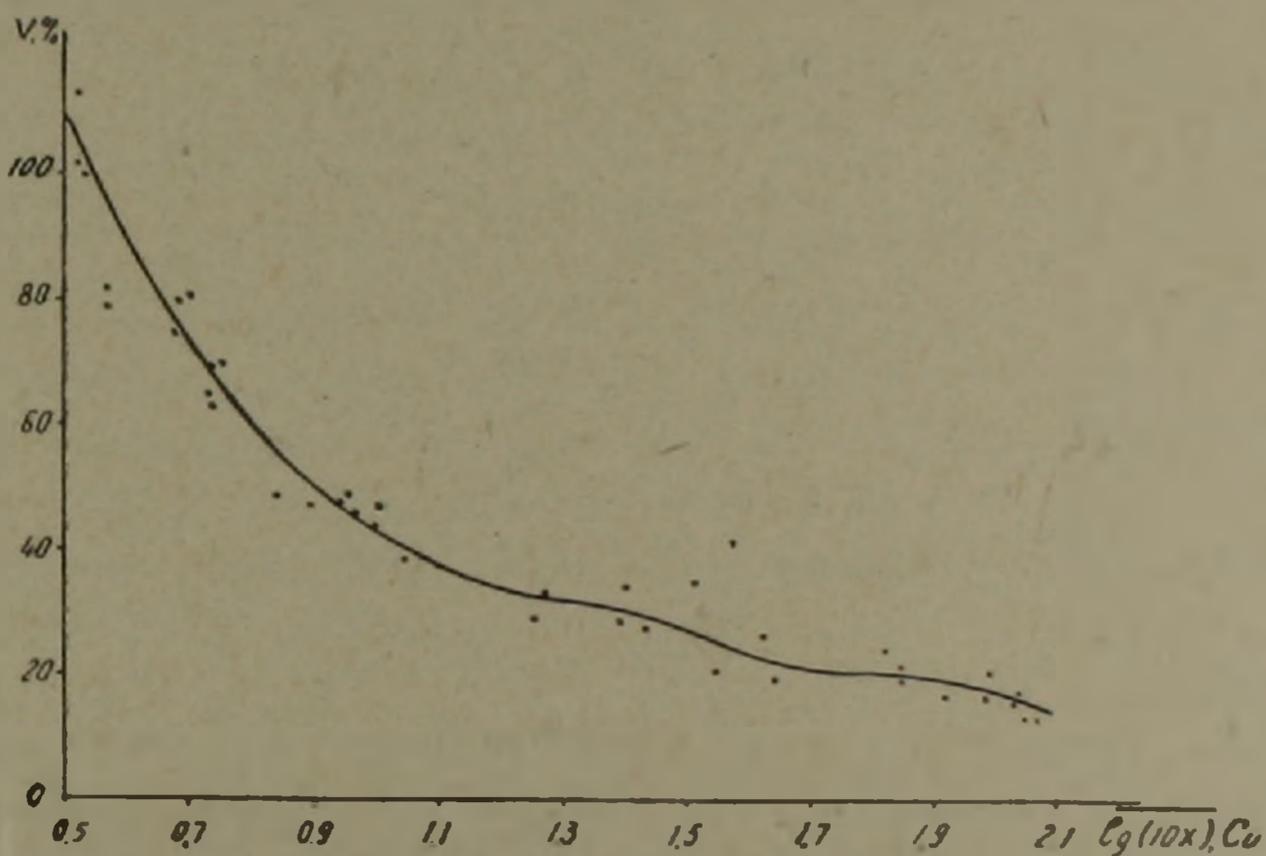
Фиг. 3. График зависимости среднего квадратичного отклонения от среднеарифметических содержаний свинца в рудных телах главных полиметаллических месторождений АрмССР.

высоких их содержаниях. Указанное обстоятельство проявляется в виде тенденции уменьшения коэффициента вариации (т. е. отношения $\sigma : \bar{x}$) при увеличении среднего содержания элемента. Эти тенденции отмечаются на фиг. 4, составленной для элементов F, Cu, Zn, Pb и Mo из вышеуказанных месторождений. На приведенной диаграмме видно, что при низких содержаниях компонентов (до 5—6%) взаимосвязь между σ и \bar{x} выражена в несколько завуалированной форме, с довольно широкими границами соотношений этих параметров. Наименьшие значения коэффициента вариации все же приурочены к высоким содержаниям элементов.

Вместе с этим, заслуживает внимания то обстоятельство, что при логарифмическом преобразовании содержаний компонентов исчезает корреляционная зависимость между средним квадратичным отклонением и средним геометрическим содержанием. В этом случае, однако, как это



Фиг. 4. График зависимости коэффициента вариации (V) от средних содержаний элементов (\bar{x}) в некоторых рудных формациях АрмССР.

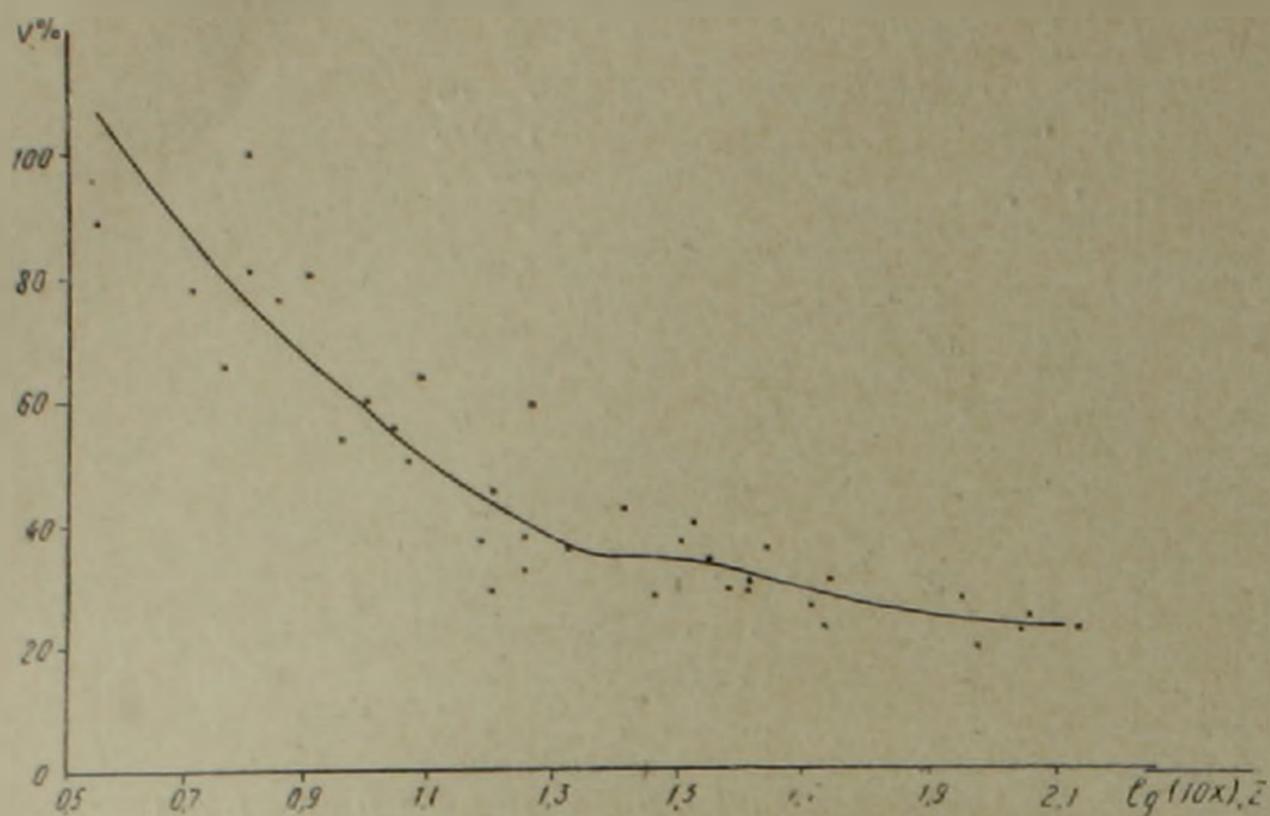


Фиг. 5. График зависимости коэффициента вариации от среднего значения логарифмов содержаний меди в рудных телах медноколчеданных и полиметаллических месторождений АрмССР.

показано на фигурах 5 и 6, еще более отчетливо проявляется обратная зависимость между коэффициентом вариации и средним значением логарифмов содержаний.

Обратная взаимосвязь между коэффициентом вариации и средним содержанием элементов довольно четко выражается и в магматических породах. На примере Тежсарского щелочного комплекса по степени неравномерности установлен следующий возрастающий ряд окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , Fe_2O_3 , CaO , FeO и MnO , TiO_2 , MgO , по которому наблюдается падение их средних содержаний в породе (табл. 2).

Таким образом, коэффициент вариации, будучи инвариантным по отношению к объему выборки, тесно зависит от величины среднего зна-



Фиг. 6. График зависимости коэффициента вариации от среднего значения логарифмов содержаний цинка в рудных телах полиметаллических месторождений АрмССР.

Таблица 2

Наименование компонента	Число анализов	Среднее квадратичное отклонение	Среднеарифметическое содержание	Коэффициент вариации
SiO ₂	49	3,2	56,7	5,6
Al ₂ O ₃		1,7	20,9	8,0
K ₂ O		2,1	6,7	31
Na ₂ O		1,8	5,3	34
Fe ₂ O ₃		1,2	2,7	45
CaO		1,5	3,2	47
FeO		0,76	1,5	50
MnO		0,08	0,16	50
TiO ₂		0,23	0,33	70
MgO		0,69	0,91	75

чения содержаний компонентов. На это обстоятельство следует обратить должное внимание при классификации рудных месторождений по степени изменчивости признаков, поскольку однотипные руды или генетические группы месторождений, при прочих равных условиях, в зависимости от средних содержаний компонентов могут характеризоваться различными значениями коэффициента вариации*.

Следует отметить, что в теории вероятностей не намечается подобных зависимостей между указанными главными параметрами распределения. Корреляционная взаимосвязь между средним квадратичным отклонением и эмпирическим средним является, по-видимому, специфич-

* Например, коэффициент вариации меди в прожилково-вкрапленных зонах Кафанского месторождения составляет 113—183%, при содержаниях Cu—0,8—2,4%, в то время как в жильном типе руд, характеризующемся несравненно более высокими содержаниями меди (в среднем 8—11,5%), коэффициент вариации составляет в среднем 60—80%.

ческой особенностью геологических образований и заслуживает внимания как в теоретическом, так и в практическом отношении.

С другой стороны, наличие стохастических прямых зависимостей между σ и \bar{x} в различных рудных формациях ограничивает пределы их отношений, т. е. коэффициента вариации*, и, следовательно, отвергается мнение исследователей [12], согласно которому коэффициент вариации не может служить мерой классификации из-за неограниченности его значения. Полученные эмпирические кривые, позволяют произвести приближенную оценку среднего квадратичного отклонения Zn, Cu и Pb для месторождений подобных генетических типов при заданном значении среднего содержания.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23.IV.1968

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՄԱՐՄԻՆՆԵՐՈՒՄ ՄԻՋԻՆ ՔԱՌԱԿՈՒՍԱՅԻՆ ՇԵՂՄԱՆ, ՎԱՐԻԱՅԻՈՆ
ԳՈՐԾԱԿՑԻ ԵՎ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՄԻՋԻՆ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԻՋԵՎ
ԵՂԱԾ ԿԱՊԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ուսումնասիրությունների արդյունքները ցույց են տալիս, որ հիդրոթերմալ ծագման հանքանյութերում գոյություն ունեն սերտ դրական կապեր մի կողմից Cu, Zn և Pb միջին պարունակությունների, մյուս կողմից միջին քառակուսային շեղման միջև: Նկատվում են նաև էլեմենտների բաշխման անհավասարության աստիճանի բարձրացման տենդենցներ նրանց միջին պարունակությունների ցածրացման հետ մեկտեղ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зенков Д. А. Методы определения плотности разведочной сети. «Советская геология», № 61, 1957.
2. Казаковский Д. А. Оценка точности результатов в связи с геометризацией и подсчетом запасов месторождений. Углетехиздат, 1948.
3. Каллистов П. Л. Изменчивость оруденения и плотность наблюдений при разведке и опробования. «Советская геология», № 53, 1956.
4. Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. II, М., 1961.
5. Пароникян В. О. Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого. Изв. АН Арм. ССР, № 1—2, 1966.
6. Разумовский Н. К. Характер распределения содержаний металлов в рудных месторождениях. ДАН СССР, т. XXVIII, № 9, 1940.
7. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. Наука, 1964.

* В изучаемых нами случаях крайнее значение коэффициента вариации не превышало 350%.

8. Смирнов В. И. О плотности разведочной сети. «Советская геология», № 58, 1957.
9. Соловьев В. Г. Методы вариационной статистики в применении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых. ГОНТИ НКТП, 1939.
10. Соловьев В. Г. Вариационная статистика в применении к разведке и подсчету запасов месторождений полезных ископаемых. «Разведка недр», № 1, 1938.
11. Четвериков Л. И. Закон распределения частот содержаний минерального компонента в теле полезного ископаемого. «Советская геология», № 7, 1964.
12. Шарапов И. П. Об определении изменчивости и выдержанности месторождений полезных ископаемых. «Разведка недр», № 3, 1952.
13. Ahrens L. H. The lognormal distribution of elements. *Geoch., Cosmoch. Acta*, vol. 5, № 2, vol. 6, № 2—3, 1954.
14. Aubrey K. V. Frequency distribution of elements in igneous rocks. *Geoch., Cosmoch. Acta*, vol. 9, № 1—2, 1956.

В. Б. ТАМОЯН

К ВОПРОСУ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

За последние годы в разведочно-эксплуатационных работах с успехом применяется рудничная геофизика, включающая в себя различные геофизические методы: радиоволновое просвечивание, подземную гравиразведку, ядерные геофизические методы и другие [2].

Перенос геофизических исследований в подземные горные выработки обеспечивает приближение к искомым объектам и снижение влияния поверхностных помех, что, в свою очередь, ведет к возрастанию величины аномалий от рудных тел и увеличению глубины исследования.

Одним из электроразведочных методов, применяемых в подземных горных выработках, является метод естественного электрического поля (ЕП) [1], который опробовался на Ахтальском барит-полиметаллическом месторождении Армянской ССР.

В районе месторождения развиты как осадочные, так и эффузивные и интрузивные породы. Рудные тела месторождения приурочены к кварц-порфирам и представлены плоскими линзами, верхние границы которых соответствуют лежащему боку порфиритовой толщи и выражены весьма четко гладкой поверхностью. Нижние границы большей частью выражены слабо и имеют довольно неровные очертания.

Основными рудными минералами являются сфалерит, галенит и халькопирит.

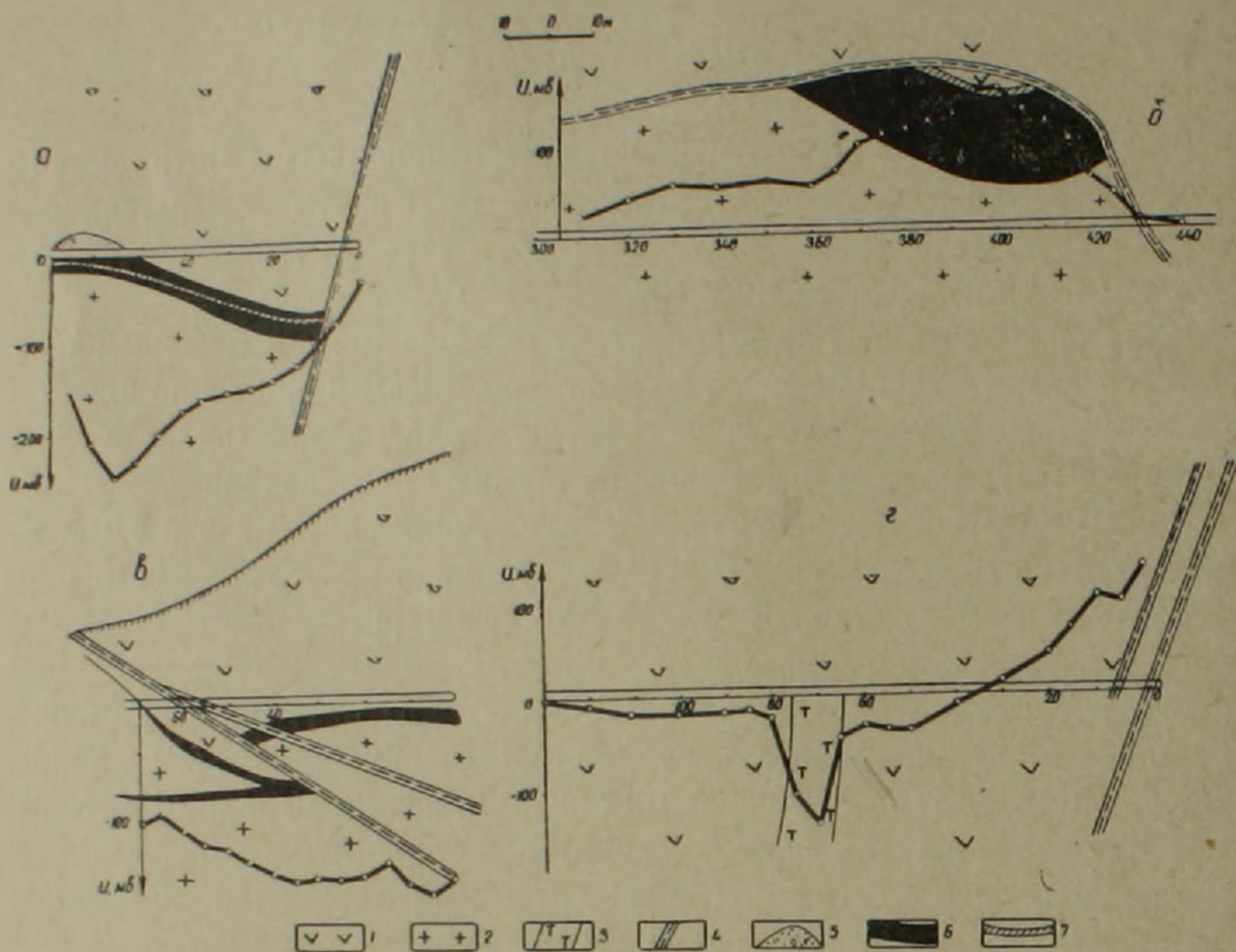
При геофизических наблюдениях применялась аппаратура ЭСК-1. В качестве приемных электродов использовались неполяризующиеся медные электроды конструкции ВИРГ-а, ЭДС которых не превышала 2 мв. Наблюдения велись по схеме потенциала с шагом перемещения подвижного электрода 5—10 м, а в аномальных местах—2,5 м. Опытные геофизические исследования ставились в районе известных рудных тел.

Система линий наблюдений соответствовала расположению горных выработок рудника. Неподвижный электрод устанавливался на расстоянии 200—400 м от рудного тела. Точки стояния подвижного электрода размещались по подошве горной выработки в углах, образованных подошвой и стеной, причем выбирались наиболее сухие места.

Представленные графики на фиг. 1 (а, б, в, г) отображают возможность метода ЕП для обнаружения рудных тел и изучения геологических неоднородностей среды.

Как видно из фиг. 1а, кривая потенциала ЕП вблизи рудной линзы, расположенной ниже горизонта наблюдений, имеет отрицательное значение. С приближением линзы к выработке абсолютное значение потенциала возрастает до 240 мв.

На фиг. 1б полиметаллическая линза, расположенная выше горизонта выработки в интервале пикетов 370—420, отмечается положительной аномалией до 160 мв. Некоторое повышение потенциала ЕП (50—60 мв) в районе пикетов 320—370 обусловлено наличием разлома, содержащего интенсивную пиритизацию.



Фиг. 1. Кривые потенциала естественного электрического поля (ЕП) по подземным горным выработкам полиметаллического месторождения. 1—Порфириды; 2—кварцевые порфиры; 3—дайка фельзит-порфиров; 4—тектонические нарушения; 5—отработанный участок; 6—полиметаллическая руда; 7—баритовая руда.

Кривая потенциала ЕП (фиг. 1в) с отрицательной аномалией порядка 200 мв отображает наличие полиметаллической рудной линзы, расположенной ниже горизонта выработки.

Как видно из фиг. 1г, кривая потенциала ЕП с отрицательной аномалией до 140 мв отмечает пиритизированную фельзит-порфировую дайку (ПК 65—75). На этом же графике положительной аномалией отмечаются тектонические нарушения, к которым приурочены минерализованные и увлажненные участки.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

а) методом ЕП в подземных горных выработках фиксируются полиметаллические рудные тела, как пересеченные горными выработками, так и расположенные вблизи (ниже или выше) последних;

б) намечается связь между знаком аномалии и расположением рудного тела по отношению к горным выработкам. При расположении возмущающего объекта ниже горизонта наблюдений обычно имеет место

отрицательная аномалия, а при расположении выше горизонта наблюдений — положительная;

в) в горных выработках метод ЕП может быть использован как для поисков полиметаллических рудных тел, так и для изучения структуры данного участка.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН АрмССР

Поступила 14.II.1968.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ

ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ԼԵՈՆԱՅԻՆ ՓՈՐՎԱԾՔՆԵՐՈՒՄ ԲՆԱԿԱՆ ԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ԳԱՇՏԻ
ՄԵԹՈԴԻ ԿԻՐԱԹՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական ՍՍՀ Ախթալայի բարիտ-բազմամետաղային հանքավայրի ստորերկրյա փորվածքներում բնական էլեկտրական դաշտի մեթոդով կատարված դիտումները պարզաբանում են հետևյալը՝

ա) ստորերկրյա լեռնային փորվածքներում բնական էլեկտրական դաշտի մեթոդով կարելի է հայտնաբերել փորվածքից որոշակի հեռավորության վրա տեղադրված բազմամետաղային հանքային մարմիններ.

բ) ելնելով ստացված շեղումի նշանից, հնարավոր է որոշել հանքային մարմնի դիրքը լեռնային փորվածքի նկատմամբ, ընդ որում, բացասական շեղումով արտահայտվում են դիտարկման հորիզոնից ներքև, իսկ դրական անոմալիայով՝ հորիզոնից վերև տեղադրված հանքային մարմինները.

գ) լեռնային փորվածքներում բնական էլեկտրական դաշտի մեթոդով կարելի է կիրառել ինչպես բազմամետաղային հանքային մարմինների որոնման և հետախուզման, այնպես էլ տվյալ տեղամասի երկրաբանական կառուցվածքի ուսումնասիրման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Рысс Ю. С. Наблюдения методом естественного электрического поля в горных выработках. Сб. Вопросы геофизики, Ученые записки ЛГУ, № 11, 1959.
2. Федюк В. И. Возможности геофизики при разведочно-эксплуатационных работах на рудных месторождениях. Серия: «Региональная, разведочная и промысловая геофизика», вып. 20, М., ОНТИ ВИЭМС-а, 1965.

Г. К. ГАБРИЕЛЯН, Г. С. ХАЧАТРЯН

ОБ ИНФИЛЬТРАЦИИ ТАЛЫХ ВОД ПРИ НАЛИЧИИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Исследование инфильтрации талых и дождевых вод в условиях Армянской ССР исключительно актуально, т. к. республика бедна водными ресурсами и их рациональное использование является первостепенной задачей.

В Армянской ССР в зимние месяцы образуется сезонная мерзлота почвы, мощность которой увеличивается с высотой, а также в зависимости от зимних температур, толщины снежного покрова и других факторов. При наличии небольшого слоя снега и суровой зимы глубина сезонного промерзания достигает 60—100 см.

Изучение инфильтрационных свойств почво-грунтов при наличии сезонной мерзлоты имеет большое практическое значение, в литературе эта проблема толкуется по-разному. Ряд исследователей находят, что мерзлая почва практически водонепроницаема, другие находят, что она водопроницаема. Опыты П. А. Урываева [1] показывают, что в некоторых случаях мерзлая почва инфильтрует воду со скоростью до 100 мм/мин.

В последние годы мы занимались изучением впитывания талых вод экспериментальным методом, используя кольцевые инфильтраторы. Инфильтратор представляет собой трубу длиной в 15 см и площадью сечения—50 см². Она слегка вбивается в грунт, не нарушая структуры почвы, туда сливается 50 см³ воды, которая образует слой в 10 мм. После полного просачивания сливается следующая такая же порция воды и засекается время и т. д. Опыт обычно длится от 2 до 4 часов. Для предупреждения растекания воды под инфильтратором используется второе кольцо с большим диаметром (до 30 см), которое устанавливается таким образом, чтобы инфильтратор оказался в центре. Во внешнем кольце поддерживается уровень воды соответственно уровню внутреннего инфильтратора. Эти опыты были поставлены нами на массиве Арагац и Гегамском нагорье на высоте до 3200 м под самой кромкой снега и на некотором расстоянии от снежников.

Наблюдения показывают, что в период снеготаяния нижний слой снега сильно уплотнен, плотность снега достигает 0,6, на самой поверхности почвы имеется слой льда—наст. В дневные часы под солнцем снег быстро тает, талая вода, просачиваясь достигает наста и по его поверхности медленно движется по направлению уклона. Почва под снежным покровом обычно мерзлая, с температурой 0,0—0,2° ниже нуля. Для выявления инфильтрационных свойств такого грунта нами были поставлены вышеописанные опыты прямо под кромкой снега (всего 5 опытов). Во всех случаях результаты были отрицательны. Мерзлый грунт был

водонепроницаем, в течение 2—3 часов в инфильтраторе уровень воды оставался постоянным. Об отсутствии инфильтрации свидетельствует также естественная влажность в почвенном профиле. Как на Арагаце, так и на Гегамском нагорье с поверхности почвы до глубины 60 см естественная влажность уменьшалась от 35—45% до 25—35% и у нижней поверхности сезонной мерзлоты имел место дефицит влаги. Таким образом, бесспорным является тот факт, что сезонная мерзлота водонепроницаема, нет инфильтрации талых вод под самым снежным покровом в региональном аспекте.

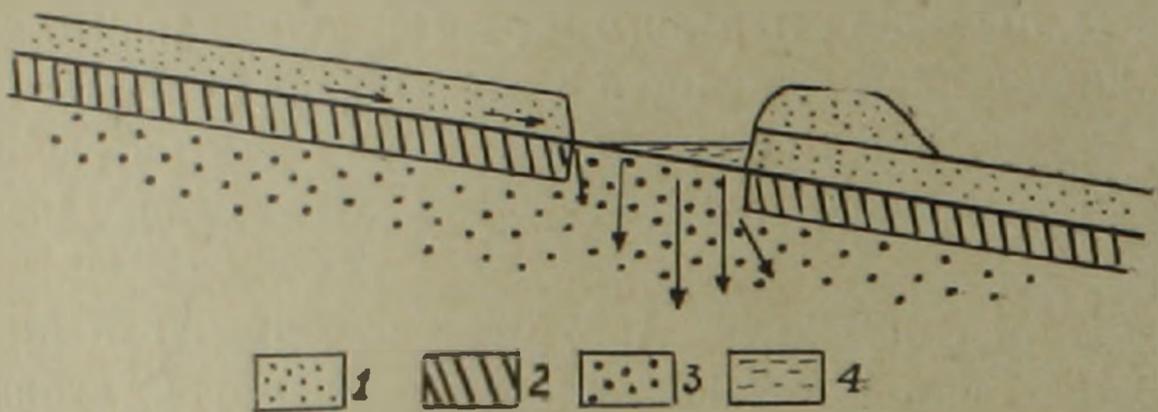
Исследование мерзлых грунтов Армянской ССР [2] показывает, что весной сперва тает снежный покров, затем через некоторое время оттаивает мерзлый грунт. У высокогорных снежников мерзлый грунт обнаруживается под самой кромкой снега, дальше от нее мерзлота на некоторой глубине выклинивается, причем чем интенсивнее отходит кромка снега и больше толщина мерзлого грунта, тем длиннее мерзлотный клин. Конец клина обнаруживается на расстоянии 5—8—15 м от кромки снежника. В мерзлотном слое грунт находится в полумерзлом состоянии с включениями линз льда, температура колеблется в пределах от 0,0 до $-0,2^{\circ}$.

Опыты, поставленные на некотором расстоянии от кромки снега (всего 10 опытов), при наличии мерзлоты на некоторой глубине, показывают другую картину. Общая схема такова: талая вода, вытекая из-под снега, просачивается в оттаявший с поверхности грунт и, достигая мерзлого слоя, движется по уклону до самого конца мерзлотного клина и там инфильтруется вглубь. Здесь почва насыщена влагой и естественная влажность достигает максимальной влагоемкости почвы (45—55% и более). В таких условиях почва разбухает и разжиженная масса медленно сползает по уклону, образуя солифлюкционные террасы. Солифлюкционные процессы наглядны в том случае, когда почва не задернована и нет корневой системы, препятствующей движению разжиженной массы. Солифлюкционные террасы образуются именно в период снетаяния, когда на некоторой глубине почва еще мерзлая.

На расстоянии 8—10 м от кромки снега под солнцем непосредственно на поверхности почвы естественная влажность значительно меньше, чем на некоторой глубине. Так, например, в районе с. Цахкашен (район им. Камо) в апреле 1966 г. снег сохранился пятнами, на расстоянии 6 м от снега мерзлотный слой в профиле почвы занимал промежуток от 15 до 55 см, естественная влажность на поверхности почвы была 34,1%, на глубине 15 см достигла максимума—43,5%, а на глубине 55 см, т. е. у нижней поверхности мерзлоты, уменьшилась до 37,3%.

Наблюдения показывают, что условия для впитывания талой воды в почву весьма благоприятны в том случае, когда грунт полностью растаял, выпадает свежий снег и он тает. Нами был поставлен опыт на высоте 2300 м (на Арагаце) после выпадения свежего снега в конце марта 1966 г. Под снегом на поверхности почвы наблюдалась температура 0° , на глубине 5 см— $0,5^{\circ}$, на глубине 10 см— $0,7^{\circ}$ и, постепенно повышаясь,

она достигла $1,5^{\circ}$ на глубине 40 см. Влажность почвы в вертикальном разрезе с глубиной, наоборот, увеличивалась. На поверхности она равнялась—37,0%, на гл. 15 см—38,5%, на гл. 30 см—45,43%. Первая порция воды толщиной в 10 мм просочилась в течение 24 минут, вторая порция—за 17 минут, третья—за 13 минут и четвертая—за 10 минут. Таким образом, начальная интенсивность инфильтрации значительно меньше по сравнению с дальнейшей. Мы полагаем, что тут произошло такое явление: почва на поверхности под свежим снегом имела наст—мерзлый слой. Вода, инфильтруясь через этот слой, несколько повысила температуру мерзлого слоя (температура воды была $4-5^{\circ}$), лед постепенно растаял и улучшились инфильтрационные свойства грунта. Таким образом, весенние снегопады весьма полезны для полной инфильтрации талых вод.



Фиг. 1. Схема инфильтрационного коридора. 1. Снег.
2. Мерзлый грунт. 3. Талый грунт. 4. Вода.

Наличие сезонной мерзлоты является неблагоприятным фактором для инфильтрации талых вод, основная масса талой воды стекает, поэтому 60—70% годового стока рек падает на период снеготаяния. Только в высокогорных чингилах происходит почти полная инфильтрация талых вод.

Исследование твердого стока рек показывает, что наибольшая мутность воды в реках наблюдается в период снеготаяния. Это объясняется именно тем, что при наличии сезонной мерзлоты нет инфильтрационной составляющей водного баланса и поверхностные воды наиболее эродуют почву. В скульптурном развитии склонов самым бурным периодом является период снеготаяния.

Для улучшения инфильтрационных свойств сезонно-мерзлых грунтов и борьбы против усиленной эрозии почв следует весной, в период снеготаяния, создавать инфильтрационные коридоры на тех склонах, где развиты сезонные мерзлотные процессы. Инфильтрационные коридоры создаются следующим образом: на склонах по направлению горизонталей снежный покров бульдозерами отваливается в сторону уклона. Обнаженная полоса грунтов быстро нагревается под солнцем, за сутки оттаивает слой почвы в 5—10 см и, если толщина мерзлого грунта достигает 50—60 см, то в течении 10—15 дней в полосе коридора сезонная мерзлота исчезает и создаются весьма благоприятные условия для инфильтрации стекающих талых вод. В таких коридорах вода, залуживаясь, создает напорную инфильтрацию, т. е. усиливает скорость проса-

чивания. Наши опыты показывают, что при наличии слоя воды толщиной в 10 см интенсивность инфильтрации возрастает примерно вдвое. Таким образом, инфильтрационные коридоры на склонах будут полностью поглощать талые воды, что будет способствовать увеличению дебита родников и поднятию плодородия почвы.

Ереванский государственный
университет

Поступила 26.II.1968.

Հ. Կ. ԳԱՐՐԻԵԼՅԱՆ, Հ. Ս. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀԱՆՈՑՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ԻՆՖԻԼՏՐԱՑԻԱՆ ՀԱՎԵՐԺԱԿԱՆ ՍԱՌՑՈՒՅԹԻ
ԱՌԿԱՅՈՒԹՅԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հալոցքային ջրերի ինֆիլտրացիայի ուսումնասիրությունը Հայկական ՍՍՀ-ի պայմաններում ունի շատ կարևոր նշանակություն ջրային ռեսուրսների ռացիոնալ օգտագործման տեսակետից: Ինֆիլտրացիայի հարցերը մեր կողմից ուսումնասիրվել են օղակավոր ինֆիլտրատորների միջոցով:

Գարնանային ձյունահալքի ժամանակ հալոցքային ջրերը ծծվելով ձյունաշերտի մեջ հասնում են ստորին, սառցակալած շերտին և հոսում թեքության ուղղությամբ: Ինֆիլտրացիոն փորձերը ցույց են տալիս, որ սեզոնային սառած շերտը միանգամայն ջրամերժ է, ուստի անմիջապես ձյունաշերտի տակ հալոցքային ջրերի ինֆիլտրացիա չի կատարվում:

Ձյան շերտի հալոցքը ավելի շուտ է տեղի ունենում, քան սառցույթի հալեցումը: Ձյան բժի եզրին հողաշերտի մեջ սառած գրունտը ունի սեպաձև տեսք, սուր ծայրով ուղղված ձյան եզրին հակառակ ուղղությամբ: Հալոցքային ջրերը, դուրս գալով ձյան բժից, ներծծվում են մակերեսային հալված շերտի մեջ և հասնելով սառած շերտին՝ հոսում են մինչև սեպի ծայրը, որտեղ միայն ներծծվում են ավելի խոր շերտերի մեջ:

Սեզոնային սառցույթի գոյությունը ձյունահալքի ժամանակ լուրջ խոչընդոտ է ջրերի ինֆիլտրացիայի համար, որի պատճառով գետերի հոսքի 50—70 տոկոսը տեղի է ունենում դարձանը: Հալոցքային ջրերի ինֆիլտրացիան ուժեղացնելու համար անհրաժեշտ է լեռնալանջերին հորիզոնականների ուղղությամբ ստեղծել ինֆիլտրացիոն միջանցքներ: Անհրաժեշտ է ձյունը բուլղոզերներով մաքրել, մերկացած հողը արեգակի ճառագայթների տակ արագությամբ կտաքանա, սառցույթը կհալվի և հալոցքային ջրերը արագությամբ կներծծվեն: Ինֆիլտրացիոն միջանցքներում ջրերի լճացումը կառաջացնի ճնշման ինֆիլտրացիա, որը կրկնակի անգամ կարագացնի ներծծման պրոցեսը: Ինֆիլտրացիոն միջանցքների ստեղծման շնորհիվ կավելանա աղբյուրների ծախսը, կըբարձրանա հողերի բերքատվությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Урываев П. А. Впитывание почвой весенних талых вод. Тр. ГГИ, вып. 46/100, 1954.
2. Габриелян Г. К. К вопросу вечной мерзлоты в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геолог. и географ. науки, № 2, 1962.

Л. Н. ЗОГРАБЯН и Р. А. АРАКЕЛЯН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КАРТ БАЗИСНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ В АНАЛИЗЕ МОРФОСТРУКТУРЫ МОЛОДОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (на примере Армянской ССР)

Как известно, рельеф Земли является своеобразным естественным «автографом», который фиксирует почти все основные движения в земной коре и под ней. Задача геоморфологов—дешифровать его. Одним из методов дешифровки рельефа является количественный метод или морфометрия, которая в настоящее время применяется в Советском Союзе.

Из морфометрических методов наиболее приемлемым считается метод, разработанный В. П. Философовым. Этот метод опробован в платформенных условиях для выявления тектонических структур. Однако, морфометрией молодых горных стран с активно подвижными участками земной коры начали заниматься совсем недавно и появились пока только первые работы. Это можно объяснить, во-первых, тем, что структуры в горах в основном обнажены и для выявления их применимы другие геолого-геоморфологические методы, считавшиеся удовлетворительными до самого последнего времени, во-вторых, геологические структуры горных областей более сложны и разнообразны и резко отличаются от платформенных как по масштабу, так и по темпу неотектонических движений, что не позволяет применять уже разработанные для платформенных областей морфометрические методы анализа.

Работы В. П. Философова (1960) и др. показывают, что на платформенных участках морфометрией выявляются тектонические структуры, которые обычно совпадают с морфоструктурой. Но при изучении рельефа и неотектонических движений на территории Армянской ССР, являющейся молодой сложно построенной горной страной, нам пришлось столкнуться с тем фактом, что не всегда морфологические структуры совпадают с более древними тектоническими структурами. Например, в южной части республики—Зангезуре, мы имеем две разные геологические структуры—Кафанский и Зангезурский антиклинории, отличающиеся друг от друга возрастом слагающих пород, направлением тектонических элементов, интенсивностью складчатости. Они входят не только в разные тектонические зоны, но также и в разные металлогенические зоны.

Кафанский антиклинорий сложен мезозойскими (юра-мел) вулканогенно-осадочными фациями, собранными в широкие складки северо-западного направления. Он входит в Сомхето-Кафанскую зону структур Малого Кавказа* (А. А. Габриелян, 1959), которой соответствует Ала-

* Ряд авторов (К. Н. Паффенгольц, 1961, и др.) Кафанский блок выделяют как самостоятельную структурную единицу, сложенную мезозойскими отложениями.

верди-Кафанская металлогеническая зона (И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян).

Зангезурский антиклинорий более молодой (мел-эоцен). Он входит в Армянскую складчатую зону (К. Н. Паффенгольц, 1961, А. А. Габриелян, 1959, С. С. Мкртчян, 1958 и др.) и состоит из многих коротких складок тоже общекавказского направления. Этот структурный комплекс осложнен крупными третичными интрузиями. Вышеупомянутые структуры обрываются крупным Гирратахским надвигом.

Однако, и Кафанский антиклинорий, и восточная часть Зангезурского антиклинория представляют собой морфологическую структуру — большой блок, приподнятый до 3200 м. Это показано на неотектонической карте Е. Е. Милановского (1962) и на карте изобазитов, составленной нами (фиг. 3). Но, любопытно отметить, что западная половина Зангезурского структурного комплекса обособляется как отдельная морфологическая структура с более интенсивными неотектоническими движениями, что выражается в наибольшей приподнятости, достигающей в отдельных местах около 4000 м. Граница между этими двумя морфологическими структурами фиксирована серией разломов (Агарак-Таштунский разлом).

Мы не отождествляем морфоструктуры с геологическими или тектоническими структурами. Обычно морфологическими считаются структуры, созданные неотектоникой и являющиеся ядром рельефа, на котором в дальнейшем деструктивные агенты вырабатывают свой орнамент. Морфологические структуры могут быть либо унаследованными от прежних геологических структур, либо перестроенными, не имеющими ничего общего с прежней структурой. Примеры подобных сложнопостроенных структур имеются в нагорной территории между Курой и Араксом, основную часть которой занимает Армянская ССР. Здесь складчато-глыбовые зоны Малого Кавказа, Приараксья, а также вулканических нагорий, в основном, имеют блоковую морфоструктуру с дифференциальными движениями отдельных блоков.

Морфологический анализ гребневых (первичных) и склоновых (последующих) поверхностей выравнивания, а также морфометрический анализ крупных долин показывают ассиметрию большинства блоков — наклонность к соседним прогибам.

Общий морфометрический анализ и неотектоническое изучение показывает различие в темпах поднятия отдельных морфоструктурных единиц, о чем было сказано Н. В. Думитрашко (1953), Е. Е. Милановским (1962) и др.

Внешняя зона Малого Кавказа (пограничная между погружившейся Куринской депрессией и воздымающейся внутренней зоной Малого Кавказа) сравнительно медленно поднимающаяся. Здесь первичные (гребневые) денудационные поверхности (в основном олигоценного возраста) расположены на высоте 2600—2800 м. В пределах республики наиболее интенсивно приподнят Зангезурский хребет. Общее поднятие здесь около 6000 м в течение $Pg_3—Q_3$. (имеется ввиду также общая денуда-

ция хребта), причем поднятие в Q составляет не больше 200—250 м. Надо отметить, что это пока первое приближение к изучению неотектонических движений, требуется уточнение их темпа и характера применением комплексных методов морфологического анализа.

Подобные движения обычно характерны для тех участков земной коры, где широко развиты дизъюнктивные нарушения разного характера, возраста и масштаба. Территория Армении является именно таким участком, где развиты многие тектонические нарушения, часть которых перекрыта молодыми отложениями, вследствие чего они трудно фиксируются обычными геологическими методами.

Здесь, при исследовании, на первый план выдвигается морфологический, в частности, морфометрический метод анализа. Примером подобных нарушений, являющихся границами отдельных блоков, мы предположительно считаем долину среднего течения р. Раздан, где Средне-разданская котловина граничит с Цахкуняцским горстом, долину среднего течения р. Воротан, где Ераблурское вулканическое плато граничит с Баргушатским блоком и др. Они констатированы, главным образом, морфологически, в частности при анализе морфометрических карт. Уместно отметить, что морфометрически можно констатировать именно те разломы, которые выражены в рельефе, т. е. если они возникли недавно или в настоящее время являются активными.

В условиях Армянской ССР вопрос морфологического анализа морфоструктур и геологических структур осложняется также наличием молодого—плиоцен-четвертичного вулканизма. Мощные лавовые потоки и туфы покрывают обширные территории Армянской ССР, образуя слабо расчлененные вулканические нагорья (Арагац, Гегамское, Карабахское и др.), субстрат которых имеет гетерогенное строение и расчлененный (в разной степени) рельеф.

В пределах вулканических нагорий нас интересуют не только подлавовые структуры, но и сам вулканический рельеф со своими многочисленными лавовыми потоками, их направление, взаимоотношение и т. д. Только геологическим или геоморфологическим методом решить эти вопросы трудно, потому что лавовый покров сnivelировал и целиком закрыл подлавовый рельеф, что затрудняет определение его особенностей. С другой стороны, этот покров, благодаря своей молодости и фильтрующей способности горных пород, не расчленен, почему почти нигде не обнажен субстрат, за исключением периферии нагорий, где мы имеем сравнительно глубокие долины, в которых открываются небольшие окна долавовых структур.

Многочисленные лавовые потоки разной величины в своих концах образуют небольшие уступы, которые часто рядом авторов принимаются за тектонические нарушения, на что надо обратить особое внимание при исследованиях.

Наконец, надо учитывать еще то обстоятельство, что вулканические извержения, по сравнению с неотектоническими движениями, являются внезапными и могут «поднять» рельеф на несколько десятков метров (в

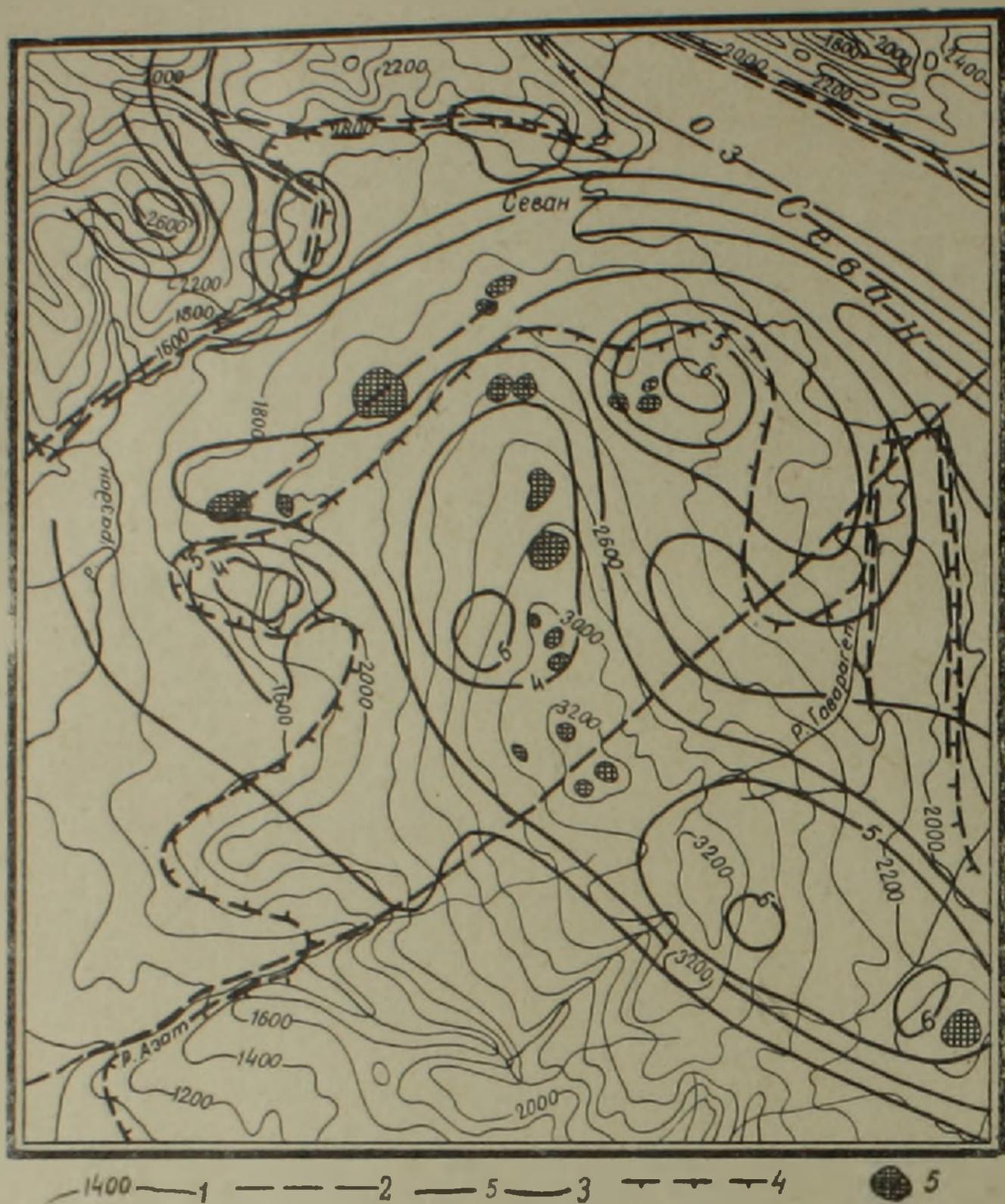
долине р. Азат мы даже имеем лавовый поток мощностью 120 м) за короткий промежуток времени. Подобное внезапное «поднятие» рельефа не следует включать в общее неотектоническое поднятие. Можно перечислить еще многие вопросы в анализе рельефа молодых вулканических нагорий, которые ждут своего решения. Однако, следует отметить, что первая попытка использования карт базисных поверхностей в такой сложной в геолого-геоморфологическом отношении области, какой является Армения, дала результаты, обнадеживающие применения их для выявления крупных морфологических структур в молодых горных странах с активными неотектоническими движениями, осложненными неовулканизмом. В качестве примера нами взяты два разных района. Один район с вулканическим покровом, а другой—лишенный подобного покрова. К первому относится крупное вулканическое нагорье Армянской ССР—Гегамское, окаймляющее оз. Севан с запада. Оно сравнительно хорошо изучено в геологическом и неотектоническом отношении, что дало возможность проверить полученные результаты путем сравнения.

На составленной нами карте базисной поверхности Гегамского вулканического нагорья (рис. 1) выделялись участки неотектонических поднятий (Северо-Гегамское, Южно-Гегамское, Атисское, Ератумберское и Цахкуняцкое) с более густо расположенными и повышенными изобазитами и участки опускания вдоль рр. Раздан (Верхнеразданский, Среднеразданский, Нижнеразданский или Ереванский прогибы) с более расходящимися и пониженными изобазитами.

При сопоставлении карты базисной поверхности с картой неотектоники, составленной Е. Е. Милановским (1962) геологическими и обычными геоморфологическими методами, получились примерно одинаковые результаты.

Карта базисной поверхности Гегамского нагорья дала возможность уточнить границы молодых прогибов и поднятий, а также констатировать постепенное пологое (1°) поднятие Разданских прогибов в северо-восточном направлении. Все эти прогибы заполнены неогеновыми и четвертичными породами, мощность которых к юго-западу постепенно увеличивается, достигая 3—4 км. На неотектонической карте трудно выделить гетерогенную подлавовую структуру, но при анализе карты базисных поверхностей нам удалось выделить, хотя бы в общих чертах, некоторые особенности морфоструктуры, в частности, дизъюнктивные нарушения. Однако, надо отметить, что изобазиты, проведенные по лавовым покровам, являются в какой то степени искаженными. Они не рисуют действительной картины неотектонических движений и морфоструктуры подлавового субстрата, поскольку лавовый покров с определенной мощностью «искусственно» увеличивает темп поднятия.

Поэтому, наряду с картой базисных поверхностей существующего рельефа (в том числе и лавового покрова) нами была составлена карта базисных поверхностей только обнаженного рельефа, включая также «окна» субстрата (фиг. 2), анализ которых дал наиболее близкую к ис-



Фиг. 1. Карта изобазитов и глубин кристаллического фундамента Гегамского нагорья. 1. Изобазиты; 2. Молодые разломы; 3. Глубина залегания фундамента в км; 4. Границы морфоструктурных единиц; 5. Шлаковые конусы.

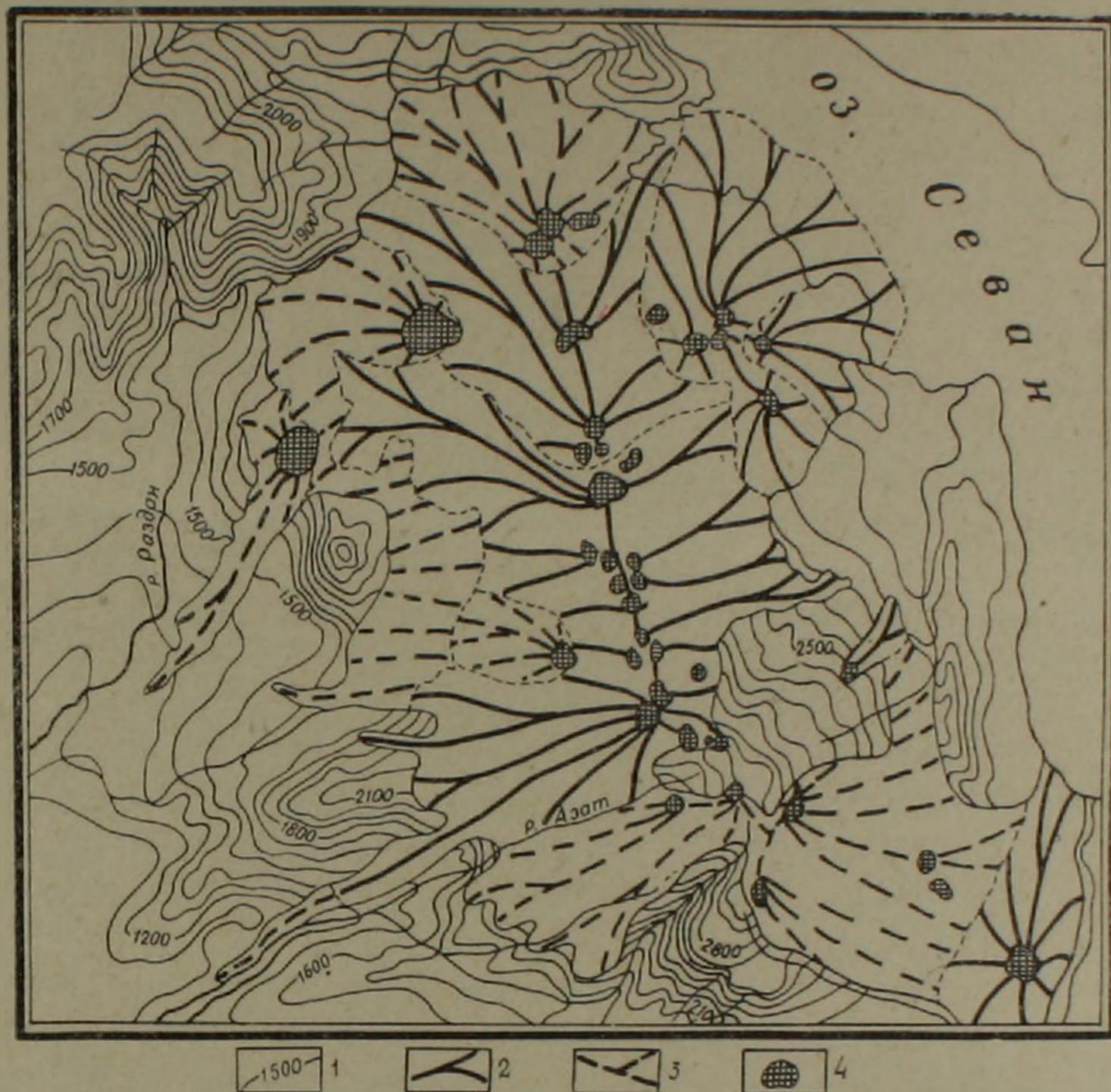
тине картину подластовой структуры. Но, поскольку составленные нами изобазиты Гегамского вулканического нагорья дают общее представление о неотектонических движениях, мы используем также и их.

При сопоставлении карты изобазитов Гегамского нагорья с геофизической картой мы получили интересные результаты. Сравнительно глубоко погруженным участкам кристаллического фундамента (5—6 км) соответствуют наиболее приподнятые участки рельефа, а на не очень глубоких участках (относительная глубина 1—2 км) — прогибы, т. е. наблюдается обратное соотношение фундамента с рельефом, доказывающее стремление отдельных блоков к изостатической уравновешенности.

При анализе карты базисной поверхности Гегамского нагорья нами был зафиксирован крупный разлом, прослеживающийся вдоль среднего течения р. Раздан, который отделяет Среднеразданский прогиб от Цахкуняцкого приподнятого массива, считавшегося крупным горстом (А. А. Габриелян, 1959). Крупный разлом в запад—северо-западном направлении по верхнему течению р. Раздан и по его притоку—р. Мармарик за-

фиксирован Е. Е. Милановским (1962) и др. исследователями. Этот разлом является границей между Верхнеразданской котловиной с одной стороны, и Памбакским и Цахкуняцким хребтами—с другой.

Изобазиты Цахкуняцкого массива, как видно на карте (рис. 1) гипсометрически расположены выше и более сближены. Это указывает на



Фиг. 2 Карта изобазитов свободных от молодого вулканического щита участков Гегамского нагорья и прилегающих территорий. 1. Изобазиты; 2. Верхнечетвертичные лавовые потоки; 3. Среднечетвертичные лавовые потоки; 4. Шлаковые конусы.

его приподнятость и крутость склонов, что наблюдается и в природе. В соседней—Среднеразданской котловине, наоборот, изобазиты расположены друг от друга не очень близко и имеют сравнительно низкие гипсометрические отметки. Эта разница изобазитов имеет отчетливо выраженную границу вдоль р. Раздан. Разумеется, что подобная резкая разница морфометрии и морфографии могла быть лишь результатом вертикального неотектонического смещения, разного направления и неодинаковой интенсивности соседних, хотя бы небольших, блоков земной коры, отделяющихся друг от друга дизъюнктивными нарушениями, на что указывает также резкий переход густоты изобазитов от котловины к массиву.

Сравнив морфометрию Среднеразданского разлома с морфометрией другого аналогичного, но геологически уже зафиксированного разлома,

прослеживающегося вдоль р. Азат в ее среднем течении и являющегося границей между Нижнеразданской котловиной и Ераносским поднятием можно наблюдать весьма большое сходство их в морфологическом и геологическом отношении.

По всей вероятности этот разлом пересекает подлавовый субстрат Гегамского нагорья в северо-восточном направлении, продолжением которого является разлом, отделяющий Малый Севан от Большого Севана.

Таким образом, карта изобазитов дала возможность выявления тех неотектонических нарушений (причем зафиксированных в рельефе), которые трудно установить обычными геологическими методами. Однако, во избежание ошибок всякого рода, нельзя делать подобные выводы без использования также других геолого-геоморфологических материалов.

Возрастом Среднеразданского разлома мы считаем средний миоцен на основании существования озерных и вулканогенных отложений $N_2^2 - Q_2$, которые заполнили котловину и отсутствуют (или почти отсутствуют) на Цахкуняцком хребте. Существование этого разлома, прожившего очень долго (возможно до Q_2 или даже голоцена) доказывается и другими геоморфологическими данными (большая крутизна юго-восточного склона Цахкуняцкого массива, значительная разница между относительными высотами его и котловины и др.).

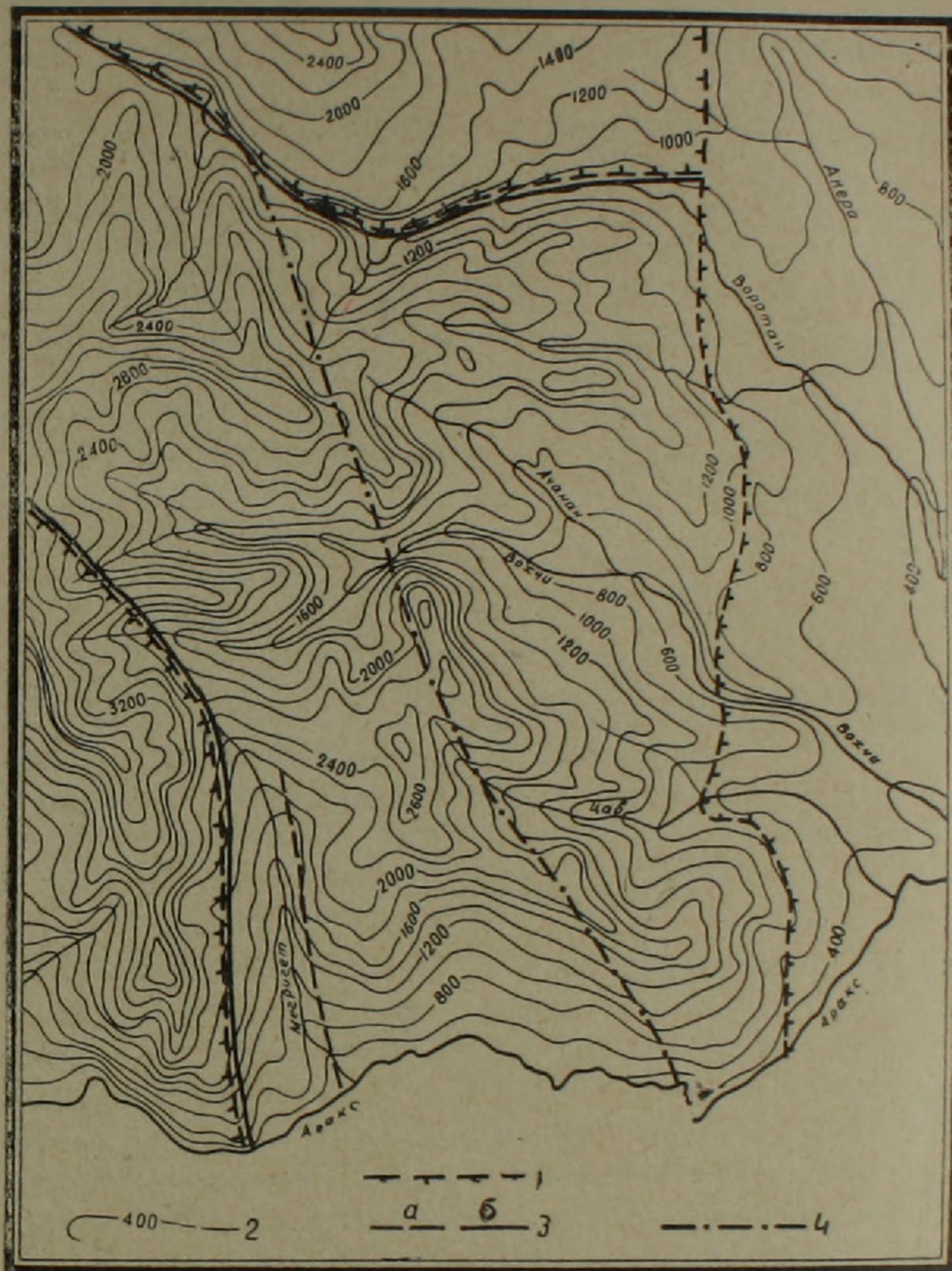
Нами составлена карта (рис. 3) базисной поверхности также другого, геологически хорошо изученного района Армянской ССР—Южного Зангезура, который не покрыт неовулканическим чехлом. Отсутствие здесь последнего дает несравненно большие возможности для морфологического анализа геологических и морфологических структур.

Как было уже сказано, в результате неотектонических движений произошла перестройка отдельных структурных комплексов в нагорной территории между Курой и Араксом. Одним из ярких примеров неотектонической перестройки геологической структуры служит Южный Зангезур (юго-восточная часть Армянской ССР), протягивающийся от р. Воротан (на севере) до р. Аракс (на юге)*.

Здесь мы имеем две разновозрастные и разного характера тектонические структуры—Кафанский брахантиклинорий, сложенный мезозойскими (J—Cg) вулканогенно-осадочными отложениями и Зангезурский антиклинорий, сложенный девонскими осадочными и палеогеновыми (Pg_2) вулканогенными отложениями. Они отделяются друг от друга крупным Гирратахским разломом общекавказского направления. Но в настоящее время Кафанский брахантиклинорий вместе с восточной частью Зангезурского антиклинория пережили интенсивное поднятие (до 3200 м), образовав один неотектонический блок, где геологически хорошо зафиксированный разлом не играет никакой роли в морфоструктуре. Этот разлом, по всей вероятности, является древним (начиная с мезозоя) и в конце неогена был консолидирован.

* Морфоструктура (также геологическая структура) Южного Зангезура прослеживается также по ту сторону р. Аракс, охватывая северную часть Иранского Карадага.

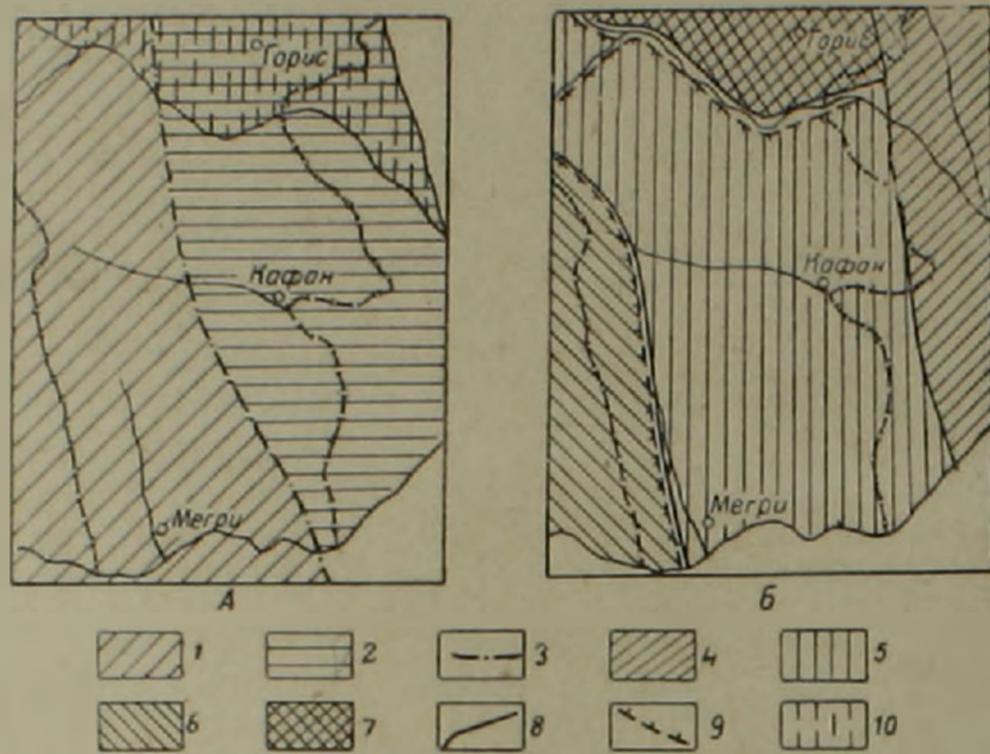
В противоположность Гирратахскому разлому, в Южном Загезуре хорошо зафиксирован в рельефе другой крупный разлом — Агарак-Таштунский субмеридионального направления, который можно наблюдать и на составленной нами карте изобазитов базисной поверхности, а так-



Фиг. 3. Карта изобазитов южного Загезура. 1. Границы морфоструктурных единиц; 2. Изобазиты; 3. Молодые разломы (а — предполагаемые; зафиксированные); 4. Консолидированные разломы.

же на неотектонической карте Е. Е. Милановского (1962). Вдоль этого разлома протягивается узкая, но довольно длинная котловина, заполненная миоплиоценовыми озерными и континентальными рыхлыми отложениями. А. А. Габриелян (1962) ее считает небольшим грабеном. Но не исключено и ее эрозийное происхождение. В пределах этой котловины наблюдается частичное расхождение и понижение изобазитов, указывающее на опускание (в крайнем случае замедленное поднятие по сравнению с интенсивным поднятием Загезурского хребта) в районе

котловины. Агарак-Таштунский разлом, по сравнению с Гирратахским, является более молодым, наверное миоценового возраста, когда началось накопление озерных и пролювиальных отложений в этой удлиненной долинообразной котловине. Указанный разлом и является границей между двумя (Зангезурским и Баргушат-Мегринским) морфоструктурами с разными темпами поднятия.



Фиг. 4. Перестройка структуры Зангезура. А — Схематическая карта геологической структуры — 1 — Армянская складчатая зона (Pg_3); 2. Кафанская зона ($Cg-Pg_3$); 3. Хустун-Гирритахский разлом. Б — Схематическая карта морфологической структуры — 4. Акера-Воротанский прогиб; 5. Мегри-Баргушатское моноклинальное поднятие; 6. Зангезурское горстовое поднятие; 7. Ераблурское относительное опускание; 8. Границы морфоструктурных единиц; 9. Молодые разломы; 10. Лавовые и вулканогенно-обломочные покровы (N_1-Q_1):

Таким образом, на месте раньше существующих Кафанской и Зангезурской разновозрастных структур, в результате перестройки образовались 2 другие структуры — Баргушат-Мегринская и Зангезурская блоковые морфоструктуры.

Приведенные примеры показывают на сколько важно значение морфометрического анализа в выявлении характера морфологических структур, а также неотектонических движений молодых горных стран с активными тектоническими движениями.

Однако, отметим, что только с помощью карт базисных поверхностей невозможно разрешить ряд вопросов неотектонического развития морфоструктуры, тем более геологической структуры молодых горных стран с активными тектоническими движениями разного характера. Поэтому требуется применение других морфометрических методов (анализ глубины и густоты расчленения, экспозиции и уклонов склонов, связи площадей и средних высот отдельных морфоструктурных единиц и других количественных показателей рельефа).

Сотрудниками отдела географии ИГН АН Арм. ССР (Д. А. Погосян и Ф. С. Геворкян) составлены подобные карты съемочных мас-

штабов по отдельным районам республики¹, анализ которых дает определенное представление о морфоструктурах и характере неотектонических движений этих районов. Комплексное использование ряда морфометрических методов (перечисленные, а также объемные количественные показатели морфоструктур, крупных и даже сравнительно мелких форм рельефа) наиболее правильный подход к разрешению тех основных вопросов морфометрического анализа, которые связаны с изучением морфологических структур и неотектонических (и современных тектонических) движений неплатформенных областей.

В заключение остановимся на порядке долин при составлении карты изобазитов. Как известно, при составлении последней выделяются базисные поверхности, на основе которых положен порядок долин, начиная от самых мелких первичных притоков (первый порядок), кончая самыми крупными (последний порядок). Если подобная последовательность правильна для равнин платформенных областей, то она, на наш взгляд, не всегда может быть приемлемой для анализа сильно расчлененных горных территорий со сложным ходом развития речной сети, в связи с дифференциальными активными движениями отдельных блоков и их частых перестроек. Здесь трудно установить порядок долин, предлагаемый В. П. Философовым (1960). Нам кажется, что для установления порядка долин при анализе молодых горных областей наиболее целесообразно и правильно было бы установить его по порядку склонов—т. е. долины первичных склонов, долины вторичных, третичных и т. д.

В горах притоки любой реки образуются, в основном, на склонах ее долины, которые в свою очередь принимают притоки, развитые на своих склонах. Таким образом, главная река по происхождению и по развитию является рекой первого порядка, ее притоки—второго порядка, притоки последних—третьего порядка и т. д. Общий ход развития речной сети данной территории на фоне сложных неотектонических движений, нельзя игнорировать при анализе развития долинной сети.

Выделение порядка склонов в горах даст возможность не только определения порядков долин по их возникновению, но и даст правильную ориентировку в анализе неотектонического развития как общей области, так и отдельных ее морфоструктур.

Конечно, все вышесказанное находится пока на уровне общих оценок, но на наш взгляд, комплекс морфометрических методов в исследовании рельефа имеет большие перспективы для изучения морфологических структур и неотектонических движений в горных областях с активными нео- и современными тектоническими движениями.

Дальнейшее изучение морфометрии и морфографии современных морфоструктур Армянского нагорья (и Кавказа) будет иметь весьма важное значение не только для разработки новых методов выявления морфоструктур и их соотношений с тектоническими структурами моло-

¹ Морфометрические карты (расчленение местности и экспозиции склонов) более мелкого масштаба составлены Г. К. Габриеляном в 1959 г. (см. „Геология АрмССР, т. 1, Геоморфология“, 1961).

дых горных стран, но и для выявления морфоструктуры всей Тавро-Кавказской геосинклинальной области, являющейся одной из наиболее сложных и разнообразных по структуре в системе Альпийской орогенической зоны.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 16.I.1968.

Լ. Ն. ՉՈՂՐԱՔՅԱՆ, Ռ. Ա. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ

ԵՐԻՏԱՍԱՐԴ ԾԱԼՔԱՎՈՐ ՄԱՐԶԻ ՄՈՐՖՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՎԵՐԼՈՒՄՈՒԹՅԱՆ
ՄԵՁ ՀԻՄՔԱՅԻՆ ՄԱԿԵՐԼՈՒՅԹՆԵՐԻ ՔԱՐՏԵՉՆԵՐԻ ՕԳՏԱԴՈՐՄԱՆ ՓՈՐՁ

(Հայկական ՍՍՀ օրինակով)

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Վերջին ժամանակներս ռելիեֆի ձևաչափական մեթոդները ավելի լայն կիրառություն են գտնում ռելիեֆի մորֆոստրուկտուրային կոմպլեքսների և նրանց հիմնական տարրերի ի հայտ բերելու և այն ուսումնասիրելու հարցում: Այդ մեթոդներից առավել օգտագործելի է Վ. Պ. Ֆիլոսոֆովի կողմից մշակված մեթոդը (հիմքային մակերևույթների), որը հիմնականում կիրառվում է պլատֆորմային շրջաններում և տալիս է որոշակի արդյունք:

Հեղինակները փորձ են կատարել այդ մեթոդով որոշելու մորֆոլոգիական կառուցվածքները երիտասարդ ծալքավոր լեռնային երկրներից մեկում՝ Հայկական ՍՍՀ-ում: Այդ նպատակի համար ընտրելով երկրաբանորեն համեմատաբար լավ ուսումնասիրված երկու տարբեր կառուցվածք ունեցող շրջաններ՝ ծալքավոր-բեկորային Զանգեզուրի հարավային հատվածը և երիտասարդ հրաբխային վահանով ծածկված Գեղամա բարձրավանդակը: Նշված մեթոդի կիրառումով հնարավոր դարձավ այդ շրջաններում ի հայտ բերել ոչ միայն մորֆոլոգիական կառուցվածքների (որոնց չի կարելի նույնացնել երկրաբանական կառուցվածքների հետ) միավորները ու ձշտիկ նրանց սահմանները, այլև այնպիսի տեկտոնական խախտումներ, որոնց գոյությունը երկրաբանական մեթոդներով պարզելը դժվար է:

Սակայն հիմքային մակերևույթների մեթոդի կիրառման ժամանակ Վ. Պ. Ֆիլոսոֆովի կողմից ընդունված հովիտների կարգը դժվարությամբ կարելի է ընդունել լեռնային պայմաններում: Ըստ երևույթի, հովիտների կարգը որոշելիս պետք է ելնել ոչ թե վտակների հաջորդականությունից, այլ լեռնային չերի պարզացման հաջորդականությունից:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
2. Думитрашко Н. В. Проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания. Труды конференции по геоморфологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1953.
3. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
4. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
5. Паффенгольц К. Н. Сейсмо-тектоническая карта Армянской ССР. Атлас Армянской ССР, 1961.
6. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовского университета, 1960.

В. А. АГАМАЛЯН, М. А. САТИАН, Ж. О. СТЕПАНЯН

НАХОДКА ГАЛЬКИ ЭГИРИНОВОГО НОРДМАРКИТА В КОНГЛОМЕРАТАХ КОНЬЯКА У с. ХНДЗОРУТ (АИОЦДЗОР)

Обнаружение гальки щелочной интрузивной породы в отложениях коньяка имеет определенное поисковое значение для восстановления истории мезозойского магматизма.

Галька нордмаркита изометричной формы, размером 6×7 см, средней окатанности была обнаружена по левобережью р. Джагры в 3 км В с. Хндзорут среди конгломератов, переслаивающихся с гравелитами и песчаниками серо-зеленоватого цвета, относимыми В. П. Ренгартенем (1959) к нижней подсвите коньяка.

Порода крупнозернистая, недислоцированная, розового цвета. Текстура массивная; структура призматически-зернистая, трахитондная, сходная с бостонитовой. Она состоит на 70% из пелитизированного натриевого анортоклаз-микропертита в виде крупных лейст (3×1 мм) с волнистыми контурами, в интерстициях которых находится ярко-зеленый эгирин (10%) размером до 1—3 мм. Порода содержит также щелочные амфиболы, ренит и до 5% ксеноморфного кварца.

В центральных частях зерен эгирина, или отдельно, наблюдаются агрегатные скопления смеси кварца, щелочных амфиболов, альбита, карбоната и рудного минерала, которые часто имеют округлую форму размером от 0,2 до 2 мм в поперечнике. Акцессорные минералы представлены сфеном и рудным минералом.

Оптические свойства минералов следующие.

Щелочной полевой шпат очень густо микро- и криптопертитовый; $N_g = 1,532 \pm 2$, $N_p = 1,528 \pm 2$, $N_g - N_p \approx 0,008$, $2V = -65^\circ$ (*), $N_p \Delta a = -12^\circ$. Соответствует анортоклаз-криптопертиту, содержащему 20% Ог и 80% $Ab + An$ (Tuttle, 1952). Анортоклазы сходного состава, содержащие всего 2—3% K_2O или 12—20% ортоклазового компонента приводятся Диром и др. (1966). Нормативный пересчет химического анализа этого образца показывает, что полевой шпат составляет 78,8% породы, при этом ортоклаз—всего 3,30%, что от всего количества полевого шпата составляет 4,18%, а остальное приходится на долю альбита. Кажущееся несоответствие между общим содержанием в породе калинатрового полевого шпата (78,8%) и окиси калия (0,62%) объясняется существенно натриевым составом полевого шпата, относящегося к анортоклаз-криптопертиту, в котором альбит кроме криптопертитовых вростков, образует также широкие извилистые пертитовые выделения.

Эгирин ярко-зеленый (N_p), плеохроирует через желто-зеленый (N_m) до зеленовато-желтого (N_g), по схеме $N_p \gg N_m \gg N_g$. Рельеф высокий, спайность совершенная в двух близперпендикулярных направлениях; удлинение отрицательное, угол угасания $c : N_p = 0-8^\circ$ слабо

зональный, $N_g = 1,802 \pm 2$, $N_p = 1,754$; двупреломление высокое $N_g - N_p = 0,050$, $2V = -70^\circ$ (*) дисперсия: $r \ll v$ сильная.

Щелочные амфиболы представлены каринтином, плеохроирующим от коричнево-серого по N_p , серо-зеленого по N_m до коричнево-зеленого по N_g ($c : N_g = 21$, $2V = -80^\circ$, $N_g - N_p = 0,023$, рельеф невысокий) и еще одним щелочным амфиболом, плеохроирующим в стально-синих и коричневых тонах с очень резкой дисперсией и аномальными низкими цветами интерференции. Выделение и диагностика последнего затруднительны ввиду тесного его срастания с рудными минералами в мелкозернистых агрегатах. Щелочные амфиболы срастаются с ренитом, имеющим характерный плеохроизм от зеленовато-коричневого (N_p) через коричневый (N_m) до густоокрашенного, почти непрозрачного (N_g) и очень высокий рельеф. Оптические константы $c : N_g = 17^\circ$, $N_g - N_p = 0,009$, $2V = +35^\circ$. Химический анализ этой породы и петрохимические пересчеты подтверждают его щелочной характер (табл. 1).

Таблица 1
Химический состав эгиринового нордмаркита

Окислы	Вес %	Числ. хар. по Заварицкому
Si_2O	67,00	a 18,7
TiO_2	0,46	c 0,2
Al_2O_3	14,43	b 6,6
Fe_2O_3	3,24	S 74,5
FeO	1,00	a' —
MnO	0,57	f' 55,0
MgO	0,57	m' 14,0
CaO	1,75	c' 31,0
Na_2O	8,50	n 96,0
K_2O	0,60	φ 37,0
п.п.п.	1,16	t 0,5
H_2O	не обн.	Q + 11,2
P_2O_5	0,25	a/c 93,8
SO_3	1,14	
Сумма	100,67	

Обр. 605/476, аналитик З. Гаспарян.

Щелочная тенденция в составе обломков пород верхнемеловой офиолитовой серии устанавливается при петрографическом изучении галек коньякских конгломератов Айоцзорского прогиба (трахиандезиты, кератофиры, эссекситы и сиениты в ассоциации с гипербазитами, габбро, спилитами и радиоляритами). Такие обломки пород пользуются наибольшим распространением в басс. р. Джагры.

Встреченный обломок эгиринового нордмаркита, вероятно, является продуктом разрушения одного из типов пород указанной серии на территории Айоцзора, погребенных под отложениями кайнозоя.

А. С. ВАРТАНЯН

ОБ ОДНОМ ИЗ АВТОРОВ ПЕРВОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ БАССЕЙНА р. АНГАРЫ

В статье «Первая геологическая съемка р. Ангары» В. В. Ламакин (1953) сообщает об обнаружении им двух прекрасно выполненных рукописных карт с нанесенными на них данными геологической съемки. Съемка эта была выполнена в связи с исследованиями 1797—1800 гг. Южно-Сибирского водного пути, для перевозки свинца из Нерчинских заводов в Барнаул к Калывано-Воскресенским (позже Алтайским) заводам на Алтае.

Учитывая, что в XVIII веке геологические съемки в России были редкостью, карты эти представляют большой интерес. На одной из них написано: «Сочинена унтершихт-мейстерами Сметаниным и Копыловым под руководством берг-гешворена Карелина в 1798 г. и дополнена берг-гешвореном Фроловым в 1800 годах». Внизу подписи: «Берг-майстер 8-го класса Фролов», «Шихт-майстер 14-го класса Копылов». На второй карте надпись: «Сочинена унтершихт-мейстерами Сметаниным и Копыловым под руководством берг-гешворена Карелина в 1798 году и дополнена с описанием берг-гешворена Петра Фролова в 1799 и 1800 годах». Внизу те же подписи. Все эти лица были служащими Калывано-Воскресенских заводов. Следует отметить, что С. Сметанин и Е. Копылов в 1797 году впервые определили глубину оз. Байкал.

Об известном деятеле Русской горно-рудной промышленности конца XVIII—начала XIX столетия Петре Кузьмиче Фролове (1775—1839) писали много, составлена и его подробная биография (Савельев Н. Я., 1951). Биографические сведения о Н. Карелине, С. Сметанине и Е. Копылове, как справедливо отмечает В. В. Ламакин, к сожалению, отсутствуют.

Занимаясь историей развития геологических знаний и, в этой связи, выяснением роли русской науки в развитии геологической мысли и горно-рудной промышленности Армении, я столкнулся с весьма интересным, на мой взгляд, для истории науки фактом из жизни Е. Копылова.

Известно, что богатые медные и свинцово-серебряные месторождения Алавердского и Кафанского районов эксплуатировались задолго до присоединения Армении к России. Уже с XVII века в Армению, с целью изучения страны и ее природных богатств в частности, начинают приезжать отдельные ученые, организуются специальные экспедиции. О результате работы одной из таких экспедиций, организованной в 1799 году под руководством А. А. Мусин-Пушкина, было доложено царю Павлу I «О несметных рудных богатствах» Армении, а также был пред-

ставлен проект заложения новых рудников, восстановления старых и усовершенствования Алавердского медеплавильного завода*.

Прилагая к рапорту подробную записку, Мусин-Пушкин просил командировать из России в Армению 78 опытных мастеров. Берг-коллегия, рассмотрев эту просьбу, решила... «для распространения и лучшего устройства за нужное почитается прибавить к оным за счет взысканных сумм из Сибирских заводов, сколько собственное действие оных дозволяет, приличное число чиновников, мастеров, штейгеров, берггауеров и прочих разных заводских служителей, могущих показать работающим рудопромышленникам лучшие средства и приемы».

Удовлетворив просьбу Мусин-Пушкина, царское правительство отправило в Армению с Урала и Сибири (из Екатеринбургских и Калывано-Воскресенских заводов) более 70 специалистов. В 1805 году их число дошло уже до 300 человек**.

Русскими специалистами и мастерами в Алавердах был произведен ряд технических усовершенствований, в результате которых улучшилась технология как добычи, так и плавки руды. Ими были выстроены более совершенные шахтные печи, впервые в Закавказье была пущена в эксплуатацию колотушечная фабрика, выпускавшая в год 150 листов (весом по 95—100 кг), рафинировочные печи и др.***. В результате этих мер повысилась как добыча руды, так и плавка металла.

И вот среди приезжих в Армению специалистов шихт-мейстера Вяткина, вен-мейстера Стрижкова, штрейгера Петрова и др. мы встречаем и шихт-мейстера 14 класса Копылова****.

Копылов, работавший у Мусин-Пушкина в Кавказской горной экспедиции, принимал активное участие в вышеперечисленных мероприятиях по усовершенствованию технологии производства и улучшению экономического положения Алавердских групп меднорудных предприятий, находящихся в то время в состоянии разрухи*****. Будучи хорошим специалистом и человеком высокого нрава, Копылов выступал против начальника Алавердского меднорудного предприятия Антона Барзунова «человека жестокого и малоспособного, свирепость которого доводила людей до отчаяния»*****.

3 января 1804 года русские войска штурмом заняли крепость Ганджу (ныне г. Кировабад). Князь Цицианов, руководивший этой операцией, сообщил Мусин-Пушкину о железных рудах в окрестности этого города и просил о срочной отправке «...знающего горного офицера для

* ЦГИАЛ СССР, ф. 37, оп. 3, д. 265, л. л. 1—29.

** ЦГИАЛ СССР, ф. 37, оп. 7, д. 7, л. л. 1—23.

*** Воскобойников—Алавердский медеплавильный з-д (рукопись 1830).

**** ЦГИАЛ СССР, ф. 37, оп. 3, д. 265, л. л. 1—29, а также ЦГИА Гр. ССР, ф. 4, д. 113.

***** Эсадзе—Очерк истории горного дела на Кавказе. Тифлис, 1903 г., стр. 130—131.

***** Там же, стр. 162 и ЦГИАЛ СССР, ф. 37, оп. 3, д. 265, л. л. 1—29.

всесторонней разведки этих рудников». Мусин-Пушкин немедленно откомандировал туда Копылова, который обнаружил «изобилие железных руд». «Вернувшись обратно, Копылов привел в порядок свои замечания относительно железного производства и устройства там завода с целью отливки военных снарядов»*.

«В начале 1805 г. граф Мусин-Пушкин тяжело заболел и 18 апреля того же года скончался. Вскоре после него умер и Копылов**.

Таким образом, на основании литературных данных и архивных материалов, можно утверждать, что один из авторов первой геологической съемки р. Ангары (1798—1800 гг.) и первый измеритель глубины оз. Байкал (совместно со С. Сметаниным, в 1797 г.) Егор Копылов, о котором по справедливым замечаниям многих исследователей (Н. Я. Савельев, 1951; В. В. Ламакин, 1953 и др.) «...к сожалению мало, что известно», после Сибири переехал (примерно во второй половине 1802 года) на Кавказ и работал в «Главной экспедиции по устройению горного производства». Как и многие русские передовые специалисты того времени, Е. Копылов до конца своей жизни (1805) посвятил себя этой благородной цели.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.I.1969.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ламакин В. В. Первая геологическая съемка р. Ангары. Очерки по истории геологических знаний. Изд. АН СССР, вып. 2, 1953.
2. Савельев Н. Я. Геологическая съемка Иртыша в 1804 г. Очерки по истории геологических знаний. Вып. 5. Изд. АН СССР, 1956.
3. Савельев Н. Я. Петр Кузьмич Фролов. Новосибирск, 1951.
4. Эсадзе С. Очерк истории горного дела на Кавказе. Тифлис, 1903.
5. Шостак М. А. Исторический очерк развития горного дела на Кавказе. Тифлис, 1901.
6. Материалы ЦГИАЛ СССР, ЦГИА Гр. ССР, ЦГИА Арм. ССР.

* Эсадзе—Очерк истории горного дела на Кавказе. Тифлис, 1903 г., стр. 121.

** М. А. Шостак—Исторический очерк развития горного дела на Кавказе. Тифлис, 1901 г., стр. 29.

С. Эсадзе—Очерк истории горного дела на Кавказе. Тифлис, 1903 г., стр. 131—132.

П. Л. ЕПРЕМЯН

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АНКАВАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ПАМБАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Среди рудоконтролирующих структур Армении выделяются и краевые части среднеальпийских прогибов, особенно там, где они сочленяются с байкальско-каледонскими антиклинальными структурами. Таковой является зона сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория.

Эта зона прорезана многочисленными продольными и поперечными разрывами, сопровождаемыми оперяющими трещинами, что придает всей полосе в целом мозаичную структуру. К зоне сочленения приурочены неоднократные внедрения разнообразных интрузий, дайковые и жильные породы, а также медно-молибденовое и золоторудное оруденение. Разрывные нарушения большой амплитуды делят зону сочленения на отдельные блоки, имеющие разное геолого-тектоническое строение и историю развития.

Среди них отмечены: Агавнадзорский, Цахкашенский и Анкаванский блоки.

Цахкашенский блок горстообразно приподнят и надвинут на Агавнадзорский и Анкаванский блоки. Он сложен эопалеозойскими и юрскими образованиями и гранодиоритовыми массивами.

Агавнадзорский блок погружен и сложен эоценовыми вулканогенными породами и монсонитовыми интрузиями.

Анкаванский блок сложен эопалеозойскими, юрскими, поздне-меловыми образованиями, гранодиоритами и лейкогранитами.

Каждый из названных блоков отличается своими особенностями:

1. В пределах Агавнадзорского блока кварцевые жилы, гидротермально измененные породы и дайки (гранит-порфир, гранит-аплит, снит-аплит) имеют преимущественно СЗ простирание (до близмеридионального и близширотного), падение главным образом на СВ, при этом ориентация жил и даек соответствует ориентации продольных и поперечных прототектонических трещин.

2. На территории Цахкашенского блока кварцевые жилы и гидротермально измененные зоны имеют широтное простирание, падение южное, дайки (диабаз, диабаз-порфирит, лампрофир) и пегматитовые жилы — СВ, близмеридиональное простирание, падение на СЗ; ориентация жил и гидротермально измененных зон Цахкашенского блока соответствует ориентации продольных тектонических трещин, а даек и пегма-

титов—ориентации поперечных прототектонических трещин Цахкашенского массива.

3. В Анкаванском блоке дайки (гранит-порфир, гранодиорит-порфир, гранит-аплит) имеют СЗ, близширотное простирание и соответствуют продольным прототектоническим трещинам. Кварцевые жилы и гидротермально измененные зоны имеют СВ, близмеридиональное простирание, падение на СЗ или ЮВ и соответствуют поперечным прототектоническим трещинам Анкаванского массива.

4. Кварцевые жилы и гидротермально измененные зоны, включающие гематитовую минерализацию, во всех блоках имеют СВ простирание, падение только на СЗ.

5. Пострудные трещины во всех блоках одинаковые: они имеют СВ и СЗ близмеридиональное простирание и восточное падение.

6. Пострудные трещины образовались в эпоху новейших тектонических движений, остальные же связаны с палеоген-неогеновыми тектоническими движениями.

7. Краевые близширотные трещины Анкаванского блока включают медно-молибденовое оруденение, поперечные трещины—висмут-теллур-золотоносные жилы, а продольные трещины Цахкашенского блока — золоторудное оруденение. Продольные, поперечные и диагональные трещины Агавнадзорского блока содержат редкие элементы. С продольными трещинами западной части Агавнадзорского блока связана золоторудная минерализация.

8. Оруденение в зоне сочленения локализовано в приподнятых частях блоков, там, где антиклинальная складка сочетается с разрывными нарушениями.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 10.1.1969.

Полный текст статьи депонирован во **ВИНИТИ**

М. А. САТИАН, В. А. АГАМАЛЯН

К ПРОГНОЗУ ПОДЛАВОВОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ

На основании изучения состава и мощностей верхнемеловых отложений Еревано-Вединского и Аргичинского прогибов подтверждается предположение о существовании в южной части Гегамского нагорья в верхнемеловое время островного поднятия.

Проведенным детальным изучением галек верхнемеловых конгломератов в басс. р. Азат, Веди и Аргичи установлены обломки следующих пород: а) метаморфические породы: мигматит-граниты, огнейсованные альбитовые трондьемиты, кварц-мусковитовые, амфиболовые кристалли-

ческие сланцы, метааркозовые филлиты, гнейсовидные аполипаритовые порфириды, графитоносные сланцы, кварц-полевошпатовые роговики сланцеватые метакварциты; б) интрузивные породы: кварцевые диориты, гранодиориты, габбро-порфириты, диорит-порфириты, пироксен-роговообманковые габбро, керсантиты; в) вулканиты: спилиты, андезиты андезито-дациты, их туфы; г) осадочные породы: яшмы и яшмовидные породы, аркозовые песчаники, известняки черные, темносерые кристаллические и пелитоморфные.

Количество обломков метаморфических пород, а также гранитондов в конгломератах убывает от северного борта Еревано-Вединского прогиба к его осевой части, вместе с тем возрастает количество обломков вулканитов, а также габбро. Показано, что источником сноса обломков вулканитов и яшм были новообразованные вулканические поднятия на месте ниже-коньякских вулканических трогов.

Комплекс метаморфических обломков почти полностью идентичен составу пород Арзаканского древнего метаморфического массива. Областью их сноса, на основании анализа фаций и мощностей, предполагаются палеовыступы метаморфического фундамента в южной части Гегамского нагорья, к юго-востоку от Арзаканского массива.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.IX.1968

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

А. Т. МИКАЕЛЯН

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ КАК ПОРИСТЫХ ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ В СВЯЗИ С ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

Армянская ССР располагает большими запасами вулканических шлаков. Они нашли широкое применение в качестве пористых заполнителей для получения на их основе легких и крупнопористых бетонов и изделий из них.

В настоящее время в достаточной степени изучены вопросы их применения, свойства бетонов на их основе, качество бетонных изделий и др.

Однако, остаются неосвещенными вопросы физико-механических свойств шлаков и их характеристика в качестве пористых заполнителей с учетом их петрографических особенностей (петрографический состав, текстурные признаки обломков, условия залегания и др.).

Автор на основании изучения физико-механических свойств и петрографических особенностей шлаков из 29 месторождений, расположенных в вулканических областях Арагацской, Гегамской и южной части Ахалкалакской, делает попытку охарактеризовать шлаки как пористые заполнители в связи с их петрографическими особенностями.

Изучены также макроскопические особенности шлаков.

Автор приходит к следующим выводам:

1. Исследованные вулканические шлаки—это взрывные обломки пористого сложения одноактных (моногенных) центров извержений ареального типа новейшего вулканизма; встречаются до десятков сантиметров в поперечнике. Совместно со шлаками в строении шлаковых построек участвуют взрывные плотные обломки и лавовые тела.

2. Вулканические шлаки встречаются в трех петрографических составах: близкие к базальтам андезито-базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые.

В взрывном продукте в зависимости от петрографического состава пористые обломки встречаются в различных текстурных типах и различного распределения, что определяет как различия физико-механических свойств шлаков, так и бетонов на их основе.

3. Преобладающее развитие обломков шлаковой (шлако-пористой) и мелкопористой (базальтового типа) текстуры в шлаках, близких к базальтам андезито-базальтового состава, обуславливает получение бетонов на их основе высокой прочностью от 100 до 200 кг/см² (с объемным весом от 1600 до 1800 кг/м³).

4. Преимущественное распространение обломков среднепористой (средне-крупнопористой) и крупнопористой текстур в шлаках андезито-базальтового состава высокой пористости обуславливает получение бетонов на их основе, прочностью от 50 до 150 кг/см² (с объемным весом от 1000 до 1600 кг/м³).

Управление Геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 4.XII.1968.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Т. А. АВАКЯН

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СИСИАНСКОЙ ДИАТОМИТОВОЙ ТОЛЩИ

Сисианская диатомитовая толща детально изучалась автором путем составления послойных разрезов на различных участках, а собранные образцы изучались под микроскопом. В этой толще выделяется пять литологических горизонтов (снизу вверх):

I. К нижнему горизонту относятся песчано-глинистые (и глино-песчаные) диатомиты с прослоями мелкозернистых песчаников и других терригенных образований, а также с прослоями диатомитовых глин. Мощность всего горизонта варьирует в широких пределах от 8—10 до 95 м в обнажениях, а по данным буровых скважин достигает 160 и более метров.

II. Выше залегает диатомитовый (нижний) горизонт, сложенный в основном диатомитами, переслаиваемыми с глинистыми диатомитами, диатомитовыми глинами и вулканическими образованиями; местами

наблюдается огипсованность, представленная пленками в трещинах и мелкими прожилками. Мощность этого горизонта колеблется от нескольких (5—8) метров на участках Дарабас, Лцен, Дастакерт и до 20—25 м на уч. Шамб и др.

III. Горизонт диатомитово-обломочных пород (нижняя диатомитовая брекчия) выдержан в Сисианском районе по простиранию и может служить маркирующим, несмотря на то, что мощность его незначительна (колеблется в пределах 0,5—3,0 м).

IV. Диатомитовый горизонт по составу аналогичен вышеописанному горизонту II с той разницей, что в данном горизонте степень огипсованности пород (в виде тонких пленок, прожилок) несколько выше. Мощность этого горизонта колеблется от нескольких метров (с. Лцен, Дарабас) до 45—60 м (с. Шамб).

V. Горизонт диатомитово-обломочных пород (верхняя диатомитовая брекчия), перемежающихся с песчаниками, беспорядочно расположенными в виде гнезд, имеет мощность от 5 до 30—40 м.

Количественное содержание целых диатомитовых панцирей (критерий пригодности сырья) в вышеотмеченных литологических горизонтах разное (табл. I).

Таблица 1

Номер и наименование горизонта	Количество целых диатомитовых панцирей (в %)
I	20—25
II	50—78
III	15—20
IV	65—75
V	25—30

Расчленение толщи на указанные горизонты поможет выделению наиболее перспективных участков для производства геолого-разведочных работ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.X.1968.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

И С. ТОЛОКОННИКОВ

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЛАВ АРМЕНИИ И МЕТОДЫ ЕЕ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ

Способность лав, также как и других скальных пород, пропускать воду, воздух и другие жидкости и газы определяется, главным образом их трещиноватостью и трещинной пустотностью. Последние же в этих породах образовались в основном в результате растяжений, обуслов-

ленных сокращением их объемов при остывании, и количественно учитываются с использованием общеизвестных законов физики.

Проницаемость лав, на практике обычно определяемая опытно-фильтрационными работами, обязательно должна увязываться с данными об основных параметрах трещиноватости и корректироваться по ним. В особенности это необходимо при оценке проницаемости лавовых массивов в широком плане и решении вопросов регионального характера. Главнейшим параметром, определяющим проницаемость лав, является ширина (раскрытость) трещин, зависящая преимущественно от характера трещинной отдельности (блочности) и пустотности каждой их петрографической разновидности. Определенное практическое значение в этом отношении имеет также наличие заполнителя в трещинах. Для ориентировочных расчетов общей проницаемости лавовых массивов (покровов, потоков и пр.) можно пользоваться известными уравнениями Е. М. Смехова и И. А. Скабаллановича.

Анализ большого фактического материала результатов опытно-фильтрационных работ, а также выполненные расчеты по основным параметрам трещиноватости, показали, что большая часть андезито-базальтовых и базальтовых лав Армении обладает средней (коэффициент фильтрации—от 1,0 до 10,0 м/сутки) и хорошей (коэффициент фильтрации—от 10,0 до 25,0 м/сутки) проницаемостью. Хорошая, а иногда и сильная проницаемость, свойственна долеритовым и оливиновым разновидностям базальтов с толстостолбчатой и глыбовидной отдельностью. Если судить о трещиноватости по средним величинам коэффициентов фильтрации, то следует отметить, что в преобладающей части лавовых массивов средняя ширина (раскрытость) трещин не превышает 1—2 мм. Отдельные трещины с большой шириной встречаются во всех разновидностях лав, но чаще всего они имеют место в базальтах с толстостолбчатой и крупноглыбовой отдельностью. Повышенная проницаемость долеритовых и оливиновых базальтов объясняется их более значительной трещинной пустотностью.

Армгидропроект

Поступила 8.IX.1965.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Г. Б. АРАКЕЛЯН, Т. Н. КЮРЕГЯН

ПРИМЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СПЕКТРОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МЕТАЛЛОВ В РУДНИЧНЫХ ВОДАХ ШАМЛУГСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Опробованные авторами трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды Шамлугского рудного поля, характеризующиеся в основном, как гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальцие-

во-натриевые с диапазоном общей минерализации от 400 до 4400 мг, исследовались четырьмя методами полуколичественного спектрального анализа: соосаждением с помощью гидроокиси алюминия, сульфида кадмия, карбоната кальция и методом анализа сухого остатка.

В результате работ сделаны следующие выводы:

1. Содержание микроэлементов (Cu, Zn, Ag, Cd, Mo, Ni, Cr, Be, Ga в мг/л) не зависит от минерализации исследованных вод. Исключение составляет лишь Cr, который выделяется и по своему высокому содержанию (до 17,5 мг/л).

2. Наибольшая избирательность характерна для IV метода (анализ сухого остатка), за исключением таких элементов, как Zn, Ag, Cd, Cr, Ga. Последние лучше улавливаются при соосаждении с гидроокисью алюминия (I метод). Поэтому нами на описываемом участке анализ сухого остатка рекомендуется, как наиболее эффективный метод.

3. Дальнейшее применение соосаждений металлов с гидроокисью алюминия и сульфидом кадмия требует усовершенствования методики (имеется в виду увеличение верхнего предела «чувствительности»).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 29.XII.1968.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Э. И. САРДАРОВ

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Подземные воды Центрального вулканического нагорья Армянской ССР использовались еще в отдаленные исторические времена.

Сохранившиеся подземные галереи (кягризы), искусный каптаж родников и следы других гидротехнических сооружений указывают на то, что минувшие поколения затрачивали немало усилий на поиски вод и изыскание рациональных методов их использования.

В настоящее время положение с водоснабжением как всей республики, так и рассматриваемого региона нельзя считать удовлетворительным. Количество воды, приходящееся на душу населения республики, намного ниже его среднего значения для территории СССР.

Многие населенные пункты региона, ряд его пастбищных угодий и сельскохозяйственных земель до сего времени все еще не обеспечены необходимым количеством доброкачественной воды.

Ликвидация дефицита в воде относится к числу наиболее актуальных проблем.

Поскольку использование только поверхностных вод, даже в условиях полного зарегулирования их стока, не решает вопроса водообеспеченности региона, все большее значение приобретает изыскание подзем-

ных вод и эффективных методов их каптажа. Недра нагорья исключительно богаты подземными водами.

Автором предлагается метод перехвата подземных вод единым створом. После уточнения местоположения подземного водотока он перехватывается на командных высотах и вода подается самотеком по водоводу к местам потребления.

Вместе с тем для обеспечения постоянства расходов родников при их эксплуатации предлагается, в благоприятных геолого-гидрогеологических условиях, на пути движения подземных водотоков сооружать плотины (барражи), которые позволят создать подземные водохранилища и тем самым регулировать водоток.

В условиях широкого распространения в пределах региона трещиноватых эффузивных образований, являющихся прекрасными аккумуляторами влаги, искусственное пополнение запасов подземных вод приобретает особую важность. В этом случае хороший эффект даст задержание поверхностных вод в специальных водохранилищах и медленный их спуск ниже плотин в водоотводящие каналы, небольшие траншеи, пониженные участки территории, сухие поймы рек и др., что обеспечит их легкую инфильтрацию и инфильтрацию вглубь и тем самым пополнение запасов подземных вод.

В настоящее время пополнение запасов подземных вод за счет фильтрации оросительных вод из каналов, канав и пр. составляет для массива Арагац 4,3 м³/сек, Гегамского нагорья 2,2 м³/сек, Варденисского нагорья 0,9 м³/сек, а в целом для территории Центрального вулканического нагорья Армянской ССР 7,4 м³/сек. Несомненно применение специальных работ позволит еще более увеличить запасы подземных вод, что даст возможность использовать дополнительные ресурсы на водоснабжение и орошение нагорья. Вместе с тем это позволит значительно уменьшить потери влаги на испарение, использовать ранее бесполезно стекаемый паводковый сток и др.

Таким образом, комплексное использование природных вод с применением вышеуказанных мероприятий сможет решить проблему водообеспеченности нагорья.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.XII.1963.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

С. Ф. АРАКЕЛЯН

ОБЩЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРОЗ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР наблюдаются частые грозы. Грозовые процессы здесь разделяются на внутримассовые и фронтальные (за период 1944—1963 гг. в Араратской равнине внутримассовые состави-

ли—63%, фронтальные—37%). Число грозových дней в году колеблется от 26 до 67 (среднее многолетнее).

Грозовой период длится с марта по ноябрь, но наблюдаются грозы и в зимнее время года. Число грозových дней достигает максимума в мае-июне, затем постепенно уменьшается, т. к. в период июль-август территория Арм. ССР очень часто находится под воздействием термической депрессии, обуславливающей теплую и сухую погоду с низкой относительной влажностью.

Грозы преимущественно наблюдаются в промежутке времени с 14 до 20 часов.

Наибольшее количество гроз наблюдается в северных районах республики, а наименьшее в юго-восточных и в Араратской равнине.

Распределение гроз по территории неравномерно. Можно выделить ряд очагов образования гроз. В зависимости от экспозиции склонов гор, интенсивность очагов в течение дня на разных склонах может быть различной. Например, в первой половине дня грозové очаги преимущественно развиваются на восточной, а во второй половине—на западной стороне склонов хребтов.

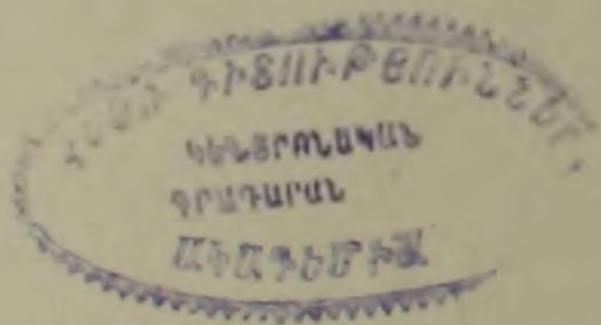
Грозы над территорией Арм. ССР перемещаются по направлению среднего потока на высоте 5—7 км, но имеют тенденции совпадать с направлениями горных хребтов.

Перемещающиеся над горами грозы получают дополнительный импульс развития, а над равнинами и водоемами ослабевают или обходят их. Обходы часто наблюдаются в сухое время года (июль, август и сентябрь).

Ереванская аэросиноптическая станция

Поступила 20.I.1968.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ



ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

СОДЕРЖАНИЕ

ДА-11472

Н. А. Саакян, Г. И. Магура Представители рода *Rugos* из палеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР 3

А. А. Колаковский, М. Е. Арутюнян *Castanopsis fuscipennis* как характерный элемент олигоценовых флор Кавказа 10

Р. А. Аракелян, Ш. С. Оганесян Структурно-формационное районирование территории Армянской ССР в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности 19

Э. В. Ананян Тектонические поля напряжения в пределах Кафанского брахиантиклинория в мезозое 31

С. Б. Абовян К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР 38

М. Т. Бояджян О гранатах Разданского контактово-метасоматического месторождения магнетита 51

Э. Н. Кургиян, Г. З. Атанесян Окраска пород Октемберянской свиты, как один из показателей условий их формирования 56

В. О. Пароникян О зависимости среднего квадратичного отклонения и коэффициента вариации от средних содержаний элементов в теле полезного ископаемого 64

В. Б. Гамоян К вопросу применения метода естественного электрического поля в подземных горных выработках 73

Г. К. Габриелян, Г. С. Хачатрян Об инфильтрации талых вод при наличии вечной мерзлоты 76

Л. Н. Зограбян, Р. А. Аракелян Опыт применения карт базисных поверхностей в анализе морфоструктуры молодой складчатой области (на примере Армянской ССР) 80

Научные заметки

В. А. Агамалян, М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян Находка гальки эгиринового нурдмаркита в конгломератах коньяка у с. Хндзорут (Айоцдзор) 91

А. С. Вартамян Об одном из авторов первой геологической съемки бассейна р. Ангары 95

Рефераты

П. Л. Епремян Некоторые геолого-тектонические особенности зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория 96

М. А. Сатиан, В. А. Агамалян К прогнозу подлапсового строения южной части Гегамского нагорья 97

А. Т. Микаелян К характеристике вулканических шлаков как пористых заполнителей в связи с их петрографическими особенностями 98

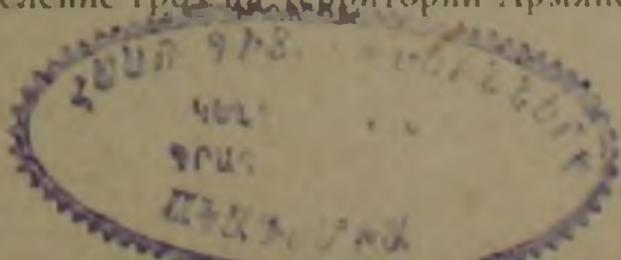
Т. А. Авакян Характерные особенности Сисианской диатомитовой толщи 99

И. С. Толоконников Проницаемость лав Армении и методы ее количественной оценки 100

Г. Б. Аракелян, Т. Н. Кюрегян Применение различных спектрохимических методов анализа при определении металлов в рудничных водах Шамлугского медноколчеданного месторождения 101

Э. И. Сардаров Проблемы изучения и освоения подземных вод Центрального вулканического нагорья Арм. ССР 102

С. Ф. Аракелян Общее распределение гроз на территории Армянской ССР 301



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ն. Ա. Սահակյան, Ի. Ի. Մազուրա Pyrgo սեռի ներկայացուցիչները ՀՍՍՀ հարավ-արևմտյան մասի լոցանի և օլիգոցենի նստվածքներից	3
Ա. Ա. Կոլակովսկի և Մ. Ն. Հաբուրյունյան Castanopsis furcinervis-ը որպես Կովկասի օլիգոցենի ֆլորայի բնորոշ տարր	10
Ռ. Ա. Առախելյան, Շ. Ս. Հովհաննիսյան Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայի ստրուկտուրային-ֆորմացիոն շրջանացումը, կապված նավթազագարբույթյան հեռանկարների պարզարանման հետ	19
Է. Վ. Անանյան Մեկոդոյան տեկտոնական յարվածության դաշտերը Վափանի բրախիանտիկլինորիումում	31
Ս. Բ. Աբովյան Հայկական ՍՍՀ Բազումի և Շիրակի լեռնաշղթաների ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվ ապարների ֆորմացիայի երկրաբանության և պետրոգրֆիայի մասին	38
Մ. Տ. Բոլաջյան Հրապղանի մազնևտիտի կոնտակտ-մետամորֆոզիսի հանքավայրի զրանատների մասին	51
Է. Ն. Կուրդինյան, Գ. Ս. Արանեսյան Հոկտեմբերյանի շերտախմբի ապարների գունավորումը, որպես նրանց ձևավորման պայմանների ցուցանիշներից մեկը	56
Վ. Հ. Պարունիկյան Հանքամարմիններում միջին քառակուսային շեղման, վարիացիոն դործակցի և էլեմենտների միջին պարունակությունների միջև եղած կապի մասին	64
Վ. Բ. Գամուջյան Ստորերկրյա լեռնային փորվածքներում բնական էլեկտրական դաշտի մեթոդի կիրառման հարցի շուրջը	73
Հ. Կ. Գաբրիելյան, Հ. Ս. Խաչատրյան Հալոցքային ջրերի ինֆիլտրացիան հավերժական սառցույթի առկայության պայմաններում	76
Լ. Ն. Զանգարյան, Ռ. Ա. Առախելյան Երիտասարդ ծալքավոր մարզի մորֆոստրուկտուրայի վերլուծության մեջ հիմքային մակերևույթների քարտեզների օգտագործման փորձ (Հայկական ՍՍՀ օրինակով)	80

ԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈՒԹԵՐ

Վ. Ա. Աղամալյան, Մ. Ա. Սարյան, Ժ. Հ. Ստեփանյան Էգիրինային նորոգմարկիտի զլաքարի հայտնաբերում կոնյակի կոնգլոմերատներում խնձորուտ գյուղի մոտ (Հայոցձոր)	91
Ա. Ս. Վառդանյան Անգարա դետի ավազանի երկրաբանական հանույթի հեղինակներից մեկի մասին	95

ՌԵՖԵՐԱՏՆԵՐ

Պ. Լ. Եփրեմյան Հանքավանի անտիկլինորիումի և Փամբակի սինկլինորիումի համակցման զոնայի որոշ երկրաբանա-տեկտոնական առանձնահատկությունները	96
Մ. Ա. Սարյան, Վ. Ա. Աղամալյան Գեղամա բարձրավանդակի հարավային մասի ստորավային կառուցվածքի կանխագուշակման շուրջը	97
Ա. Տ. Միլայելյան Հրաբխային խարամների որպես ծակոտկեն լցոնների բնութագրի շուրջը կապված նրանց պետրոգրաֆիական առանձնահատկությունների հետ	98
Թ. Ա. Ավագյան Սիսիանի դիատոմիտային շերտախմբի բնորոշ առանձնահատկությունները	99
Ի. Ս. Տալոկոննիկով Հայաստանի լավաների թափանցելիությունը և նրա քանակական գնահատման մեթոդները	100
Գ. Բ. Առախելյան, Տ. Ն. Կյուրեղյան Շամլուղի պղինձկոլչեղանային հանքավայրի հանքաչրերում մետաղների բուրձման մամանակ սպեկտրոսկոպիական անալիզի տարրեր մեթոդների կիրառումը	101
Է. Ի. Սաբդաբով ՀՍՍՀ Կենտրոնական հրաբխային բարձրավանդակի ստորերկրյա ջրերի ուսումնասիրության և իրացման պրոբլեմները	102
Ս. Ֆ. Առախելյան Ամպրոպների ընդհանուր տեղաբաշխումը ՀՍՍՀ տերիտորիայում	103