

ՀԱՍՈՒ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՈՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլոնյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Ս. Ի. Բալասանյան, Ն. Ի. Դոլոխանովա, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ա. Գ. Նազարով, Ն. Կ. Կարապետյան, Մ. Զ. Սիմոնով, Հ. Մ. Վանցյան, Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ա. Է. Քոչարյան (պատ. խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, С. М. Айвазян, А. Б. Багдасарян, С. И. Баласанян, Н. И. Долуханова, С. С. Мкртчян, А. Г. Назаров, Н. К. Карапетян, М. З. Симонов, Г. М. Ванцян, Г. И. Тер-Степанян, А. Е. Кочарян (зам. отв. редактора).

СТРАТИГРАФИЯ

В. Ф. ПЧЕЛИНЦЕВ, В. Т. АКОПЯН, О. Б. АЛИЕВ

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БРЮХОНОГИХ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКАВКАЗЬЯ

Стратиграфия верхнемеловых отложений Закавказья в основных чертах установлена в трудах В. П. Ренгартена [14] и К. Н. Паффенгольца [10]. Исследования указанных авторов до сих пор сохранили свое значение и являются руководящим при продолжении работ в этом направлении. Дальнейшими исследованиями А. А. Атабекяна [5], В. Л. Егояна [7], А. Л. Цагарели, В. Т. Акопяна, О. Б. Алиева, Р. Н. Мамедзаде значительно была уточнена и детализирована стратиграфическая схема верхнемеловых отложений отдельных районов Закавказья. Например, работами А. А. Атабекяна был доказан нижнесенонский возраст пород Иджеванского района Армянской ССР, ранее отнесенных к сеноману, что в дальнейшем на соседней территории Азербайджанской ССР подтвердилось данными О. Б. Алиева и Р. Н. Мамедзаде. Последними авторами установлено ограниченное распространение сеноманских отложений и широкое развитие пород сенона.

Фаунистически почти все ярусы верхнего мела Закавказья достаточно хорошо охарактеризованы. При этом брюхоногие богато представлены в туронских, коньякских и сравнительно мало — в сеноманских отложениях. Следует отметить, что в последние годы В. Т. Акопяном установлено наличие богатой фауны брюхоногих также в сантонских и маастрихтских породах Армянской ССР.

Небольшой коллектив авторов предлагаемой статьи продолжает дальнейшее изучение стратиграфии верхнего мела в тесном контакте с геологами, изучающими стратиграфию и фауну верхнемеловых отложений на территории Средней Азии. При этом по-прежнему большое внимание уделяется изучению главных элементов фауны, в том числе многочисленных представителей класса брюхоногих.

В предыдущие годы большое число верхнемеловых брюхоногих монографически было описано В. Ф. Пчелинцевым [11, 12, 13] и для новых видов указывался возраст, соответствующий существовавшим стратиграфическим схемам. В последствии немногочисленные гастроподы из верхнего мела Закавказья описывались В. Л. Егояном [7], Г. А. Алиевым [2], В. Т. Акопяном [1], О. Б. Алиевым [3, 4], Р. Н. Мамедзаде [9], Т. К. Двали и Р. А. Гамбашидзе [6].

Внесенные в течении последних лет значительные изменения и уточнения в стратиграфической схеме верхнего мела Закавказья, привлекли

за собой необходимость пересмотра и изменения возраста многих ранее описанных видов брюхоногих. В настоящее время заканчивается составление монографий результатов по изучению верхнемеловых моллюсков, в том числе и брюхоногих. Однако их окончание и опубликование займет значительный промежуток времени. Поэтому мы сочли весьма полезным составить данную статью, которую необходимо учитывать при использовании определений брюхоногих.

Ниже приводятся списки брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья по отдельным ярусам. Некоторые виды, стратиграфическое распределение которых еще точно не установлено, а также виды, описание которых еще не опубликовано, не включены в списки фауны.

С Е Н О М А Н

- Род *Plesioplocus* Pchelincev, 1953: *Plesioplocus subbauga* Pchel.
 Род *Oligoptyxis* Pchelincev, 1953: *Oligoptyxis ornata* Pchel.
 Род *Nerinella* Sharpe, 1849: *Nerinella agdjakendensis* K. Aliev, *N. karabakhensis* Pchel., *N. pseudolongissima* K. Aliev.
 Род *Aptyxiella* Fischer, 1885: *Aptyxiella posthuma* Pchel.
 Род *Trajanella* Popovič-Hatzeg, 1899: *Trajanella munieri* Pop.-Hatz.
 Род *Pseudomesalia* Douville, 1916: *Pseudomesalia chodjorniensis* Dvalli.
 Род *Ampullospira* Harris, 1897: *Ampullospira pagodiformis* Pchel.
 Род *Volutilithes* Swainson, 1829: *Volutilithes gasparini* d'Orb., *V. parvulus* Pchel.
 Род *Actaeon* Montfort, 1810: *Actaeon azerbaijanicum* K. Aliev.
 Род *Actaeonella* d'Orbigny, 1842: *Actaeonella akdjakendensis* K. Aliev, *A. kurdistanica* K. Aliev, *A. ornata* Pchel.
 Род *Trochactaeon* Meek, 1863: *Trochactaeon ornatus* Pchel.

Н И Ж Н И Й Т У Р О Н

- Род *Plesioptygmatis* Böse, 1906: *Plesioptygmatis armenica* Pchel., *P. djirmanisensis* Pchel., *P. subbuchauxiana* Pchel.
 Род *Plesioplocus* Pchelincev, 1953: *Plesioplocus grandis* Pchel.
 Род *Oligoptyxis* Pchelincev, 1953: *Oligoptyxis angustata* Pchel., *O. armenica* Pchel., *O. cylindrica* Pchel., *O. plana* Pchel., *O. plicata* Pchel., *O. pulchra* Pchel., *O. robusta* Pchel., *O. spiralicosta* Pchel., *O. turricula* Pchel., *O. turricula* Pchel. var. *radiculosa* Pchel.
 Род *Aptyxiella* Fischer, 1885: *Aptyxiella acusformis* Eg., *A. posthuma* Pchel.
 Род *Plesioptyxis* Pchelincev, 1924: *Plesioptyxis gulistanensis* Pchel., *P. olisiponensis* Sharpe.
 Род *Itruvia* Stoliczka, 1867: *Itruvia angusta* Pchel., *I. armenica* Pchel., *I. armenica* Pchel. var. *ornata* Pchel., *I. caucasica* Pchel., *I. cerithiformis* Pchel., *I. cycloidea* Pchel., *I. dolioliformis* Pchel., *I. gigantea* Pchel., *I. subcarinata* Pchel., *I. subcanaliculata* Pchel., *I. stephanovi* Pchel.
 Род *Pseudomesalia* Douville, 1916: *Pseudomesalia aksuensis* Pchel., *P. imbricata* Pchel., *P. regularis* Pchel.
 Род *Purpurina* d'Orbigny, 1850: *Purpurina caucasica* Pchel., *P. cretacea* Pchel., *P. reticulata* Eg.
 Род *Exechocirsus* Cossmann, 1906: *Exechocirsus subsocialis* Pchel.
 Род *Pyrasmus* Montfort, 1810: *Pyrasmus* (?) *dubius* Eg., *P. quinquecostatus* Eg., *P. septemcostatus* Eg., *P. subseptemcostatus* Eg.
 Род *Tylostoma* Sharpe, 1849: *Tylostoma minimale* Pchel., *T. ovale* Pchel.

Род Actaeonella d'Orbigny, 1842: *Actaeonella armenica* Pčel., *A. ovata* Pčel.

Род Trochactaeon Meek, 1863: *Trochactaeon subangustatus* Pčel.

ВЕРХНИЙ ТУРОН

Род Plesioptygmatis Böse, 1906: *Plesioptygmatis bassani* Fittip., *P. paillettei* d'Orb.

Род Oligoptyxis Pčelincev, 1953: *Oligoptyxis turricula* Pčel., *O. turricula* Pčel. var. *radiculosa* Pčel.

Род Polyptyxis Pčelincev, 1924: *Polyptyxis pseudonotilis* Choff., *P. pulchra* Pčel., *P. schlosensis* Pir.

Род Plesioptyxis Pčelincev, 1954: *Plesioptyxis armenica* Pčel., *P. grandis* Pčel.

Род Itruvia Stoliczka, 1867: *Itruvia armenica* Pčel., *I. cycloidea* Pčel., *I. gigantea* Pčel.

Род Pseudomesalia Douville, 1916: *Pseudomesalia aksuensis* Pčel., *P. angustata* Pčel., *P. bicarinata* Pčel., *P. imbricata* Pčel., *P. regularis* Pčel.

Род Haustator Montfort, 1810: *Haustator subnodosus* Pčel.

Род Actaeonella d'Orbigny, 1842: *Actaeonella caucasica* Zek., *A. crassa* Duj., *A. supernata* Pčel.

Род Trochactaeon Meek, 1863: *Trochactaeon cylindricus* Pčel., *T. matensis* Fittip., *T. pseudoacutus* Eg., *T. pseudocylindraceus* Pčel.

КОНЬЯК

Род Lyosoma White, 1860: *Lyosoma caucasicum* Pčel.

Род Plesioptygmatis Böse, 1906: *Plesioptygmatis agdjakendensis* O. Aliev, *P. azerbaijanensis* Pčel., *P. bicincta* Bronn, *P. caucasica* Pčel., *P. exponata* Pčel., *P. geissuensis* Pčel., *P. gulistanica* O. Aliev, *P. nobilis* Münster., *P. pčelincevi* K. Aliev, *P. plana* Pčel., *P. pupoidea* Pčel., *P. scalaris* Pčel., *P. subnobilis* Pčel., *P. subturbinata* Pčel., *P. tausensis* Pčel., *P. turbinata* Zek.

Род Plesioptyxis Pčelincev, 1954: *Plesioptyxis armenica* Pčel., *P. conica* O. Aliev, *P. grandis* Pčel., *P. kasakhensis* K. Aliev.

Род Trajanella Popovič-Hatzeg, 1899: *Trajanella azerbaijanica* Mamedz., *T. pupoidea* K. Aliev, *T. schamchorica* Mamedz., *T. subamphora* Pčel., *T. subgigantea* Pčel.

Род Glauconia Glebel, 1852: *Glauconia subrenauxi* Pčel.

Род Execocirsus Cossmann, 1906: *Execocirsus angustatus* Pčel., *E. subpustulosus* Pčel.

Род Pyrazus Montfort, 1810: *Pyrazus* (?) *armenopotamides* Eg.

Род Armenocerithium Egotan, 1955: *Armenocerithium primum* Eg.

Род Haustator Montfort, 1810: *Haustator armenicus* Pčel., *H. azerbaijanensis* O. Aliev, *H. dalidagensis* Pčel., *H. differencialis* Pčel., *H. gullistanensis* Pčel., *H. karabakhensis* Pčel., *H. kurdistanensis* Pčel., *H. nodosus* Roem., *H. obscuricostatus* Pčel., *H. pseudodifficilis* Pčel.

Род Confusiscala Boury, 1910: *Confusiscala cossmanni* Pčel.

Род Ampullospira Harris, 1897: *Ampullospira airumensis* K. Aliev, *A. aff. ariyalooensis* Spengl., *A. caucasica* O. Aliev, *A. punctata* Sharpe, *A. substantoni* Pčel.

Род Tylostoma Sharpe, 1849: *Tylostoma subaequaxis* Pčel., *T. subglobosum* Pčel.

Род Rimella Agassiz, 1840: *Rimella caucasica* Pčel., *R. convexa* Pčel., *R. tenuistriata* Pčel.

Род Drepanochilus Meek, 1864: *Drepanochilus complexus* Pčel., *D. subcostae* Pčel.

Род Helicaulax Gabb, 1864: *Helicaulax pčelincevi* O. Aliev, *H. subcostatum* Pčel.

Род Pugioptera Pčelincev, 1953: *Pugioptera subrequieni* Pčel.

Род Perissoptera Tate, 1865: *Perissoptera curta* Pčel.

- Род Tectaplica Wade, 1916: *Tectaplica armenica* Pčel.
 Род Drilluta Wade, 1916: *Drilluta curta* Pčel.
 Род Rostellinda Dall, 1907: *Rostellinda fusoides* Pčel., *R. pulchra* Pčel., *R. subdalli* Pčel.
 Род Volutilithes Swainson, 1829: *Volutilithes caucasicus* Pčel.
 Род Pyropsis Conrad, 1860: *Pyropsis quinquicostata* Pčel.
 Род Uxia Yousseume, 1887: *Uxia subovula* Pčel.
 Род Terebra Adanson, 1757: *Terebra subcingulata* Pčel.
 Род Ovactaeonina Cossmann, 1895: *Ovactaeonina subformosa* Pčel.
 Род Actaeonella d'Orbigny, 1842: *Actaeonella caucasica* Zek., *A. crassa* Duj., *A. gracilis* Pčel., *A. khalilovi* K. Aliev, *A. mardakertensis* O. Aliev, *A. tertirensis* O. Aliev.
 Род Trochactaeon Meek, 1863: *Trochactaeon agbulakhensis* K. Aliev, *T. alibeglyensis* Pčel., *T. angustatus* Pčel., *T. atschadjurensis* Pčel., *T. azerbaijanensis* O. Aliev, *T. biconicus* Pčel., *T. cossmanni* Choif., *T. choifati* Pčel., *T. communis* Pčel., *T. cycloideus* Pčel., *T. cylindricus* Pčel., *T. dalldagensis* Pčel., *T. dilatatus* Pčel., *T. dolioliformis* Pčel., *T. ellipticus* Zek., *T. excelsus* Pčel., *T. gracilis* Pčel., *T. gulistanensis* Pčel., *T. impressus* Pčel., *T. insignis* Pčel., *T. latus* Pčel., *T. mirabilis* Pčel., *T. obesus* Pčel., *T. ovalis* Pčel., *T. quadratus* Pčel., *T. pseudocameratus* Eg., *T. pseudocylindraceus* Pčel., *T. regularis* Pčel., *T. robustus* Pčel., *T. rugosus* K. Aliev, *T. similis* Pčel., *T. solidus* Pčel., *T. speciosus* Pčel., *T. subburckhardti* Pčel., *T. subglandiformis* Pčel., *T. subovatus* Pčel., *T. subpruniiformis* Pčel., *T. subrenauxi* Pčel., *T. tumidus* Pčel., *T. zekelii* Pčel.
 Род Purpuractaeon Hacobjan, 1963: *Purpuractaeon conicus* Hacob., *P. pčelincevi* Hacob., *P. vediensis* Hacob., *P. woodsi* Rennie.

С А Н Т О Н

- Род Desmiera Bayle, 1904: *Desmiera carolina* Stol.
 Род Plesioptygmatis Böse, 1906: *Plesioptygmatis elvorensis* O. Aliev.
 Род Plesioptyxis Pčelincev, 1924: *Plesioptyxis similis* Pčel.
 Род Campanile Bayle, 1884: *Campanile armenicum* Pčel.
 Род Actaeon Montfort, 1810: *Actaeon subovum* Pčel.
 Род Actaeonella d'Orbigny, 1842: *Actaeonella crassa* Duj.
 Род Trochactaeon Meek, 1863: *Trochactaeon ellipticus* Zek.

М А А С Т Р И Х Т

- Род Desmiera Bayle, 1904: *Desmiera divaricata* d'Orb.

Несомненно, дальнейшие исследования еще более уточнят возраст и пределы распространения некоторых из перечисленных выше видов брюхоногих.

Ленинград—Ереван—Баку

Поступила 21.XII.1964.

Վ. Ֆ. ՊՇԵԼԻՆՑԵՎ, Վ. Թ. ՀԱԿՈԲՅԱՆ, Օ. Բ. ԱԼԻԵՎ

ԱՆԴՐԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՓՈՐՈՏԱՆԻՆԵՐԻ
ՍՏՐԱՏԻԴՐԱՅԻԱԿԱՆ ԲԱՇԽՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Անդրկովկասի վերին կավճի նստվածքների ստրատիգրաֆիան հիմնական
գծերով արտացոլված է Վ. Պ. Ռենդարտենի [14] և Կ. Ն. Պաֆենհոլցի [10] աշ-

խատություններում: Հետագա տարիների ուսումնասիրությունները, որոնք կատարվել են Ա. Ա. Աթարեկյանի, Վ. Լ. Եղոյանի, Վ. Թ. Հակոբյանի, Օ. Բ. Ալիևի, Ռ. Ն. Մամեդզադեի կողմից, հնարավորություն տվեցին ճշտելու և զգալի փոփոխելու վերին կավձի ստրատիգրաֆիական սխեման:

Անդրկովկասի վերին կավձի ապարներում հանդիպում է հարուստ ֆաունա, այդ թվում նաև փորոտանիներ, նախորդ տարիներին փորոտանիների բազմաթիվ տեսակներ նկարագրվել են Վ. Ֆ. Պչելինցեի մենագրություններում [11, 12, 13], ընդ որում նոր տեսակների համար նշվել է այնպիսի հասակ, որը համապատասխանում էր այն ժամանակ ընդունված ստրատիգրաֆիական սխեմային: Այնուհետև փորոտանիների համեմատարար փոքրաթիվ ներկայացուցիչներ նկարագրվել են Վ. Լ. Եղոյանի [7], Գ. Ա. Ալիևի [2], Վ. Թ. Հակոբյանի [1], Օ. Բ. Ալիևի [3, 4], Ռ. Ն. Մամեդզադեի [9], Թ. Կ. Դվալու և Բ. Ա. Գամբաշիձեի [6] կողմից:

Անդրկովկասի վերին կավձի ստրատիգրաֆիական սխեմայի մեջ վերջին տարիների ընթացքում մտցրած փոփոխություններն անհրաժեշտ են դարձնում նաև վերանայելու փորոտանիների ստրատիգրաֆիական բաշխումը այդ նստվածքներում: Հոգվածում բերվում են փորոտանիների ցուցակները վերին կավձի յուրաքանչյուր հարկի համար առանձին-առանձին: Ցուցակների մեջ չեն մտցված փորոտանիների որոշ տեսակներ, որոնց ստրատիգրաֆիական բաշխումը դեռևս չի ճշտված:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Новые поздне меловые гастроподы Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и географ. науки, т. XXXVI, № 3, 1963.
2. Алиев Г. А. Брюхоногие меловых отложений Азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
3. Алиев О. Б. Новые виды брюхоногих из верхнемеловых отложений междуречья Кошкарчая-Тертерчая (Малый Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-географ. наук, № 2, 1961.
4. Алиев О. Б. Новые виды брюхоногих из верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Уч. зап. АГУ, № 4, 1961.
5. Атабекий А. А. К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. 17, № 1, 1953.
6. Гамбашидзе Р. А. Фауна сеноман-туронских отложений периферии Локского и Храмского массивов. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. XIII (XVIII), 1963.
7. Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
8. Егоян В. Л. Мел Армянской ССР. В кн. «Геология Армянской ССР», т. II (стратиграфия). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
9. Мамедзаде Р. Н. Новые представители рода *Trajanella* из коньякских отложений Малого Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. XVI, № 6, 1960.
10. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
11. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие мезозоя Закавказья. Изв. Геолог. ком., т. 46, № 10, 1928.
12. Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. АН СССР, 1953.
13. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловых отложений Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР. Изд. АН СССР, 1954.
14. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. VI, 1959.

ПЕТРОГРАФИЯ

Р. Х. ГУКАСЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ СЛОЖНОГО МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

(Сообщение первое)

«... Оценка времени, которая лежит по существу в основе геологии, как науки исторической в сущности намечается только в методах современных геохимических и радиологических идей».

А. Е. ФЕРСМАН

Крупнейший на Малом Кавказе Мегринский батолит является одним из интересных в петрологическом и металлогеническом отношении интрузивных массивов Армянской ССР.

Однако, несмотря на продолжительные и детальные геолого-петрографические и минералого-геохимические исследования полифазно-полифациального Мегринского батолита и его складчатого обрамления, до настоящего времени вопрос о возрасте и последовательности внедрения магматических масс остается невыясненным, а высказываемые, порою весьма противоречивые, соображения спорными.

Это объясняется исключительно сложным строением плутона, особенностями его геотектонической позиции, а также трудностью расчленения и стратиграфического датирования вмещающих вулканогенных толщ.

Разрешение указанных вопросов имеет, на наш взгляд, важное научно-теоретическое и практическое значение при металлогеническом анализе юго-восточной части Антикавказа, прогнозировании и поисках месторождений различных металлов.

Авторы настоящего сообщения на основании детальных петрографо-геохимических (Б. Меликсетян), радиологических (Р. Гукасян) исследований, а также критического рассмотрения и тщательного анализа всей суммы фактов предыдущих исследований пришли к отличным представлениям относительно возрастного расчленения, последовательности и закономерностей формирования сложного Мегринского батолита. Разумеется, что высказанные в настоящей статье суждения в известной мере также дискуссионны, хотя и постановка их вполне правомерна и вытекает из имеющегося фактического материала, однако требует дальнейшей разработки.

Краткий обзор представлений о возрасте и последовательности формирования сложного Мегринского плутона

В разные годы различными исследователями высказывались самые противоречивые взгляды о возрасте и последовательности формирования рассматриваемого массива. При этом одни исследователи обосновывали довольно узкий возрастной предел, приурочивая внедрение гранитоидных интрузий к одной из орогенических фаз альпийского цикла. Другие давали либо нижнюю, либо верхнюю возрастную границу и, наконец, третьи рассматривали формирование Мегринского батолита в значительно широком возрастном диапазоне.

Верхнемиоценовый возраст интрузивов Сюника и Памбака Н. Г. Магакьян доказывал фактами прорывания интрузиями вулканогенного олигоцена (Айодзор, Сисиан) и нахождения галек их в составе Сисианской трансгрессивной диатомитовой толщи плиоцена.

Нижнемиоценовый возраст Мегринского плутона отстаивался В. Г. Грушевым [10], С. А. Мовсисяном [20], а позже К. Н. Паффенгольцем [28]. При этом, он доказывался по трансгрессивному налеганию песчано-лигнитовой толщи (р. Мегригет), относимой в то время к миоцену (Г. Абих, Г. Цулукидзе, А. Т. Асланян). К. Н. Паффенгольц [28] нижнемиоценовый возраст интрузий Южной Армении определял, связывая с ними «лакколиты» Ордубадского синклинория, считая их «производными гранодиоритовой магмы в двух фациях—гипабиссальной и более глубинной». Против такого взгляда решительно возражал Ш. А. Азизбеков [6], доказывая нижнеплиоценовый возраст указанных малых интрузий.

Олигоцен-предмиоценовый возраст плутона имеет сторонников в лице Ю. И. Половинкиной [27], Н. К. Морозенко [26], основывающихся на общих особенностях развития подвижных зон и ранних работах К. Н. Паффенгольца, которым установлено в районе сс. Кетам, Килит прорывание известняков турона и вулканогенов среднего эоцена, а в Сисиане—амулсарской вулканогенной толщи, относимой к олигоцену.

Послеолигоцен-домиоценовый возраст западной части плутона определялся Ш. А. Азизбековым [4, 5], на том основании, что интрузии этой группы. (Ляктах, Саккарсу) пересекают уже сформированные ко времени внедрения линейные складки олигоценового возраста. В настоящее время Ш. А. Азизбеков и другие [6] в определении возраста плутона, также исходя из отношения батолита к складчатости и возраста Нахичеванской мульды устанавливают послеверхнеэоценовый и доверхнеолигоценовый возраст, т. е. нижнесреднеолигоценовый.

Верхнеэоценовый возраст плутона имеет значительное число приверженцев: С. С. Мкртчян [21], Б. Каждан, М. А. Литвин (1947), А. Л. Додин (1936), И. Н. Ситковский [30], А. И. Адамян [2], М. В. Муратов [18] и другие. Большинство указанных исследователей обосновывается возрастом плутона по прорыванию Зангезурской нижнеэоценовой вулканогенной толщи на востоке и севере, а среднеэоценовой (согласно налегающей) на юго-западе Мегри-Ордубадским батолитом. Кроме того приводятся факты нахождения галек интрузивных пород плутона в составе олигоценовой абракунисской толщи (Л. Н. Леонтьев и В. Е. Ханн, [17]).

И, наконец, А. А. Габриеляном [11, 13] верхнеэоценовый возраст плутона обосновывается путем корреляции с интрузиями Памбака, имеющими совершенно аналогичные тектонические позиции—приуроченность их к Анкавано-Сюникскому разлому и крыльям синклинорных структур, имеющих один и тот же возраст складчатости.

А. И. Адамян [1, 2], придерживаясь верхнеэоценового возраста плутона, в результате анализа взглядов предыдущих исследователей приходит к выводу, «что внедрение интрузий Южной Армении происходило в течение времени от верхнего эоцена до верхнего миоцена».

Дотретичный возраст монзонит-сиенито-диоритовой интрузии плутона предполагался П. С. Саакяном и А. Т. Асланяном [7]. Первый из исследователей относил ее к палеозою, а второй—к предюрскому времени (верхний девон—верхняя или нижняя юра). А. Т. Асланяном у с. Бех в базальных конгломератах, подстилающих черные из-

вестняки верхнеюрского возраста, были встречены валуны и гальки интрузивных пород, которые А. И. Адамяном были идентифицированы с монцонитами и сиеито-диоритами Мегринского плутона.

Ранее один из авторов настоящей статьи [22] считал Мегринский плутон типичным полихронным образованием, становление которого по предварительным данным определения абсолютного возраста 42—25 млн. лет протекало в диапазоне времени от верхнего эоцена до нижнего миоцена.

Как видно из приведенного обзора, основные противоречия в установлении возрастных границ гранитоидов плутона связаны со следующим.

1. Спорностью датировки амулсарской и абракуинской толщ, относимых к олигоцену, и Зангезурской вулканогенной толщи—к нижнему эоцену. По мнению А. А. Габриеляна [11], если ниже-среднеэоценовый возраст Зангезурской толщи в настоящее время достоверно обоснован, то не исключена возможность принадлежности амулсарской и абракуинской толщ к верхнему эоцену. В то же время для определения верхней возрастной границы нор-аревикская толща плиоцена не может служить репером, так как в составе ее отсутствуют обломки интрузии порфировидных гранитоидов.

2. Неправомерностью аналогии Мегринского плутона с малыми интрузиями Нахичеванской мульды; столь же неосторожны аналогии с Памбакским плутоном, возрастные пределы формирования интрузивных комплексов которого различны (среднеэоценовый и верхнеэоценовый) и обусловлены различием истории развития Ахтинской и Севанской подзон [23].

3. Ненадежностью критерия «галеков» при определении верхней возрастной границы батолитовых плутонов, связанного с значительным разрывом во времени при учете глубины становления и времени появления интрузивов на дневной поверхности, а также трудностью идентификации их с породами интрузивов.

Таким образом, для установления верхнего и нижнего возрастных пределов Мегринского батолита в целом или его отдельных интрузий нет достаточно точных геологических критериев, тем более, что «продолжительность формирования интрузивных комплексов не является во времени настолько растянутой, чтобы быть соизмеримой с продолжительностью формирования эффузивных комплексов» [16], а появление их на дневной поверхности по мнению Г. Д. Афанасьева [8] обычно связано с уничтожением доказательств о верхней возрастной границе.

На наш взгляд, высказывание А. А. Габриеляна [11] о том, что «недостаточность имеющихся в настоящее время фактических данных не позволяет ответить на вопрос—сопровождались ли оба указанных этапа складчатости (предолигоценный и предсреднемиоценовый) внедрением интрузивов или же последние приурочены лишь к одному из них» отражает сложность и важность затронутой в настоящей статье проблемы.

Последовательность внедрения отдельных интрузий складчатой системы Армении до сих пор не получила однозначного решения. В литературе по магматизму указанного региона существует несколько схем формирования батолитовых плутонов Южной Армении и в частности Мегринского плутона. Не вдаваясь в анализ схем, предложенных в разные годы различными исследователями отметим, что наиболее широко известными являются схемы В. Г. Грушевого [10], С. А. Мовсисяна [20], С. С. Мкртчяна [21], Азизбекова [4], Ситковского [30] и других, разделяющих третичный магматический цикл на три главные фазы: 1) монцонитонды; 2) граносиениты, 3) порфировидные граниты.

Согласно М. А. Литвин, отрицавшей самостоятельность граносиенитовой («банатитовой») фазы, последовательность интрузивных фаз представляется следующим образом: 1. габброиды; 2. монцониты; 3. граниты; 4. щелочные сиениты.

Ранее А. И. Адамян [1, 2] вообще отрицал существование каких-либо интрузивных фаз, а в последние годы им выделяются пять фаз внедрения: 1. габброиды; 2. монцониты; 3. граносиениты; 4. порфировидные гранитоиды и 5. малые интрузии гранодиорит-порфиров.

Для западной Ордубадской части плутона Ш. А. Азизбеков [5, 6] выделял: 1. то-

палиты; 2. монциты и 3. граносиениты, а в настоящее время с определенностью выделяются две фазы: 1. адамеллиты и 2. граносиениты с субфазами жильно-магматических пород.

Согласно точке зрения К. А. Карамяна, Т. А. Аревшатян (1958), внедрение интрузий отдельных фаз происходило в следующей последовательности: 1. габброиды; 2. монциты и сиенито-диориты; 3. граносиениты; 4. порфировидные граниты. Причем мощный дайковый комплекс плутона связывается лишь со второй и четвертой фазами.

И, наконец, Б. М. Меликсетян [22] выделял три разновозрастных интрузивных комплекса, формирование которых протекало в диапазоне времени от верхнего эоцена до нижнего миоцена: I. габбро-монцит-сиенитовый; II. гранодиорит-граносиенитовый; III. гранодиорит-гранитовый. В составе и строении каждого из комплексов выделялись фации эндоконтактов, субфазы, фазы дополнительных интрузий и жильных пород двух этапов. При этом им отмечалась возрастная близость формирования ранних комплексов и заметная преемственность их петрогеохимических черт относительно позднего комплекса.

Баргушатская группа интрузивов расчленялась Т. Ш. Татевосяном [3, 32] на четыре фазы: 1. габброиды; 2. гранодиориты, монциты, 3. граносиениты и 4. порфировидные гранодиориты; позже выделялись: 1. габбро и монциты, 2. граносиениты, 3. порфировидные гранодиориты; 4. дайки кварцевых порфиров. В настоящее время О. П. Гуюмджяном выделяются, как и в Мегринском плутоне, четыре фазы: 1. габбро-оливиновые, 2. монциты, 3. гранодиориты, граносиениты и 4. порфировидные гранодиориты. Для интрузивов Айоцзора Э. Г. Малхасяном [24] выделяются три фазы: 1. габброиды и монциты; 2. диорит-порфиры; 3. граносиениты и граниты.

По мнению авторов причиной такой противоречивости в установлении последовательности формирования и многофазности батолитового плутона явилось его исключительно сложное строение, отдельные петрографические и генетические типы которого имеют в одних случаях постепенные взаимопереходы, в других резкие и часто интрузивные контакты, как правило, затушеванные явлениями гранитизации и метасоматоза.

Однако во всех случаях формирование плутонов рассматривалось в отрыве от истории тектонического развития отдельных структурных единиц складчатой зоны Армении.

На основании детальных радиологических, петрологических и геохимических исследований, результаты и обсуждение которых приводятся ниже, авторы относят Мегринский плутон к полихронному гетерогенному батолиту, состоящему из двух главных разновозрастных многофазных интрузивных комплексов верхнеэоценового и нижнемиоценового, характеризующихся петрохимической, геохимической, металлогенетической индивидуализированностью и возрастной обособленностью.

Особенности геолого-структурной позиции Мегринского плутона

Складчатая система Армянской ССР представляет собой сложно-строенное складчатое сооружение, состоящее из двух синклиналиез разделенных Анкаван-Сюникским региональным швом: Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского. В пределах последнего и расположен Мегринский батолит. В структурном отношении Мегринский батолит размещен в крыльях Южно-Сюникской «шовной» антиклинали, совпадающей с зоной указанного выше глубинного разлома и Ордубадского синклиналия общекавказского простирания, сложенных в различной степени метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, относимыми к палеозою, мезозою и палеогену. Массив этот представляет зону поднятия, ограниченного с востока Анкавано-Сюникским, а с запада — Ордубадским разломами.

В истории развития альпийского тектономагматического цикла складчатый комплекс Армении А. А. Габриелян [11] выделяет как область «среднеальпийской складчатости», а внедрение гранитондов Мегринского плутона связывает со второй стадией развития геосинклинали—с эпохой складчатости и поднятия, выделяя их в группу синорогенных интрузий. Однако, если большинство исследователей связывает внедрение интрузий Мегринского плутона со средними этапами (периодами) развития геосинклинального режима (А. А. Габриелян, [11, 13], М. В. Муратов [18], Ю. И. Половинкина [27], Д. С. Твалчрелидзе [31], В. Л. Грушевой [10], Ш. А. Азизбеков [6] и др.), то И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян [19] — с поздними этапами. Ю. А. Билибин [26], а позже и Н. К. Морозенко [26] относили его к комплексам ранних этапов, считая, что средние этапы на Малом Кавказе вообще не проявлялись.

Разногласия в этом вопросе связаны, во-первых, с датировкой возраста Мегринского плутона (верхний эоцен, олигоцен или миоцен) и, во-вторых,—с возрастом главных фаз складчатости области. Исследования последних лет позволили А. А. Габриеляну [11] с достоверностью для Айоцзор-Ордубадского синклинория выделить три фазы складчатости, обусловившие формирование главнейших структур и интрузивных комплексов: 1. Предверхнеэоценовую (предварительную), 2. Преолигоценную (главную) и 3. Предсреднемиоценную (завершающую).

Результаты и обсуждение радиологических исследований

Авторы настоящего сообщения располагают свыше 200 значениями абсолютного возраста для плутона в целом и двумя десятками значений возраста для вмещающих плутон эффузивных и метаморфических толщ. В прилагаемой ниже таблице 1 сведена лишь часть результатов, полученных, в основном, на слюдах, являющихся, как известно, лучшим материалом для определения абсолютного возраста К—Аг методом и для сравнения ряда определений по валовым пробам.

Необходимо подчеркнуть, что расхождения между данными, полученными по породе и отобранной из той же породы слюде, находятся в пределах погрешности определения возраста.

Пробы и образцы для радиологических исследований отбирались кусками исключительно свежей породы из всех фациальных и жильно-магматических пород различных фаз.

Возраст минералов и пород определялся калий-аргоновым методом.

Содержания калия определялись ускоренным перхлоратным методом. Содержание аргона определялось объемным методом на различных установках конструкции Хлопина-Герлинга. Доля радиогенного Ar^{40} в общем измеренном объеме аргона устанавливалась на масс-спектрометре МС-2 двухлучевым методом измерений изотопных отношений Ar^{40}/Ar^{36} образца и эталона (технический аргон). Суммарная погрешность определения возраста составляет 7—8%, что мало влияет на абсолютную величину определяемого возраста молодых (третичных) геологических образований.

Таблица 1

Результаты определений абсолютного возраста различных типов интрузивных, жильных, эффузивных и субвулканических пород южной части Армянской ССР

Породы	Местонахождение	Кол-во анализ.	Пределы колебания возр. в млн. лет	Среднее значение в млн. лет
1	2	3	4	5
I. Породы вмещающих толщ				
Метаморфические сланцы	1. Район с. Шишкерт	3	55—45	50
	2. Район сс. Алдара—Нювади	4	34—30	33
Базальтовые и андезитовые порфириды	Мегринский и Пирямсарский хребты. Сюникская толща	4	59—52	56
Андезито-дацитовые порфириды, дациты	Район горы Амулсар	2	36—37	37
Габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты, диориты	Небольшие интрузии Мегринского, Пирямского, Баргушатского хребта	4	45—50	48
II. Интрузии Мегринского плутона				
1. Монцонитовая интрузия				
Габброидные породы	Районы с. Вагравар и г. Калакар	7	39—44	41
Монцониты, сиенито-диориты, кварцевые диориты	а) Северная часть интрузии	30	22—26—32	28
	б) Центральные и южные части	50	35—41	38
Жильные монцониты, кварцевые сиениты (штоки), аплиты, пегматиты	а) Северная часть интрузии	4	22—27—32	28
	б) Центр. и южные части	5	34—38	37
Щелочные и нефелиновые сиениты	Район сс. Шванидзор—Алдара	10	37—40	38
Щелочные нифелин-содалитовые пегматиты	Район сс. Шванидзор	7	37—41	38
2. Граносиенитовая интрузия				
Банатиты, граносиениты, гранодиориты, адамеллиты, сиенодиориты	Район сс. Агарак, Карчеван, Вагравар, Курис; горы Хашли и Союх, р. Букакар	17	35—41	38
3. Гранитовая интрузия				
Порфировидные и среднезернистые граниты, гранодиориты	Бассейн рр. Вохчи и Букакар Сюникский хребет	50	20—25	23
Штоки резкопорфировидных гранодиоритов и аплитовидных гранитов	Джиндаринское м-ние и Джбандский пер.; г. Хачакар	4	21—22	22
Аплиты, жильные граниты и пегматиты	В пределах гранитовой интрузии	7	20—24	22
4. Дайковые породы плутона				
Диорит-порфиры, габбро-порфириды и лампрофиры	Центральные и южные части монцонитовой и граносиенитовой интрузий	6	35—41	38
Диорит-порфириды, гранодиорит-порфиры—I, лампрофиры, гранодиорит-порфиры—II	Северная часть монцонитовой и гранитовой интрузий	11	20—23	22
5. Приповерхностные интрузии				
гранодиорит-, граносиенит-, и гранит-порфиров	Район с. Таштун, пер. Джбанд Цаккар и др.	6	20—22	21

Продолж. табл. 1

1	2	3	4	5
III. Интрузии бассейна р. Гехи				
Габбро, габбро-диориты, сие- нито-диориты и др.	Ковшутская интрузия и внешнее кольцо Гехинской	3	39—40	40
Гранодиориты, граносиениты	Гехинский интрузив (ядро) сс. Ге- хи-Гярд	6	35—40	37
Порфировидные гранодиориты	Казанличский интрузив; оз. Ка- зан-Лич	2	24—25	25

IV. Интрузии района г. Амулсар

Монцониты, граносиениты и гранит-аплиты	Небольшые тела р. горы Амул- сар	3	33—35	34
--	-------------------------------------	---	-------	----

V. Молодые экструзивные образования

Анлезито-дациты, дациты	Район с. Таштун и оз. Яглу	2	7	7
-------------------------	----------------------------	---	---	---

При вычислениях возраста использовались следующие константы распада K^{40} : $\lambda_k = 5,5 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4,72 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

Прежде чем перейти к анализу фактического цифрового материала возраста следует отметить, что различные наложенные геологические и геохимические процессы (метаморфизм, метасоматоз и др.), в ряде случаев, могут в той или иной степени исказить истинное Ar^{40}/K^{40} отношение в исследуемом образце, и тем самым приводить к искажениям возраста как в сторону занижения (с большой вероятностью, в силу значительной миграционной способности аргона), так и завышения.

Судить о таких искажениях возраста в каждом конкретном случае очень трудно и не всегда возможно. Как отмечают некоторые исследователи [34] даже слабый, но длительный метаморфизм, трудно уловимый обычными методами петрографии, может приводить к удалению значительной части радиогенного Ar^{40} из биотита.

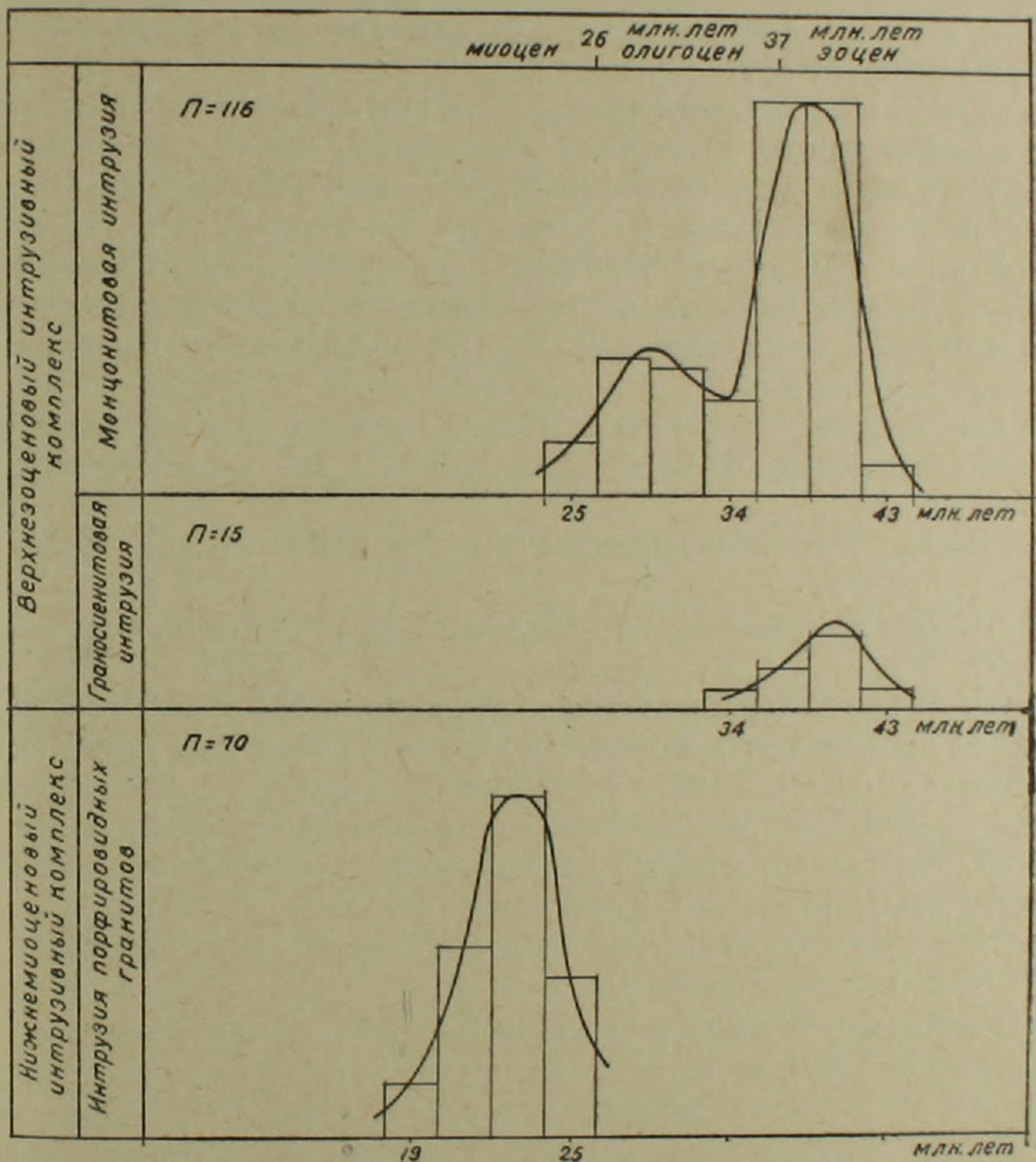
С другой стороны, как на это справедливо указывает и Г. Д. Афанасьев [8], процесс становления батолитовых гранитоидных комплексов, сопровождающийся процессами гранитизации и метасоматоза, представляет длительный и сложный процесс, который может привести к различным искажениям истинного соотношения Ar^{40}/K^{40} следовательно и возраста.

Таким образом, абсолютный возраст какого-либо конкретного массива, в известном смысле, представляет собой случайную величину, заключенную в некотором действительном интервале.

Указанные выше факторы и ошибки установления возраста определяют ширину того интервала, в котором лежит истинное значение возраста. Очевидно, что при таком подходе использование цифр абсолютного возраста для целей внутреннего стратиграфического расчленения сложного Мегринского батолита представляется возможным только при наличии большого количества цифр возраста с обязательным применением методов теории вероятностей и математической статистики.

При обработке экспериментального материала группа цифр абсолютного возраста каждой интрузивной фазы plutона, рассматривалась нами как случайная выборка из некоторой генеральной совокупности, представляющей собой совокупность всех возможных значений возраста данной фазы plutона.

Задача статистического анализа в данном случае сводилась к тому, чтобы из полученного экспериментального материала сделать вывод об истинном распределении возраста по отдельным фазам и комплексам plutона и определить наиболее вероятные значения параметров истинного распределения.



Фиг. 1. Гистограммы распределения цифр абсолютного возраста интрузивов Мегринского plutона.

Как видно из гистограммы (фиг. 1), цифры возраста пород монцитовой интрузии plutона колеблются в довольно широких пределах—от 25 до 43 млн. лет, причем кривая распределения имеет два от-

носительных максимума: первый в интервале 28—31 млн. лет и второй в интервале 37—40 млн. лет.

Сравнение данного эмпирического распределения с теоретическим нормальным с помощью критериев Пирсона (χ^2) и Колмогорова (λ) показало, что здесь имеет место не случайное отклонение эмпирического распределения от нормального (табл. 2).

Данное обстоятельство, устойчивость относительных максимумов при изменении интервалов группировки, а также пространственная локализация пород с более молодым возрастом (28—31 млн. лет) в северной части монцонитовой интрузии заставляет думать, что здесь мы имеем дело со смешанным распределением. Поэтому можно составить задачу о разделении материала и определении параметров составляющих распределений (табл. 2).

Как показали результаты проверки, обе части разделенного материала достаточно хорошо согласуются с нормальным законом распределения, причем любое отклонение возраста от среднего значения можно объяснить ошибками эксперимента. Очевидно, что величина возраста для каждой части разделенного материала практически имеет совершенно определенное значение, а ее разброс вызывается исключительно ошибками измерений, чем и, вероятно, обусловлено появление нормального закона распределения.

Таким образом, данные статистического анализа позволяют внутри монцонит-сиенитодиоритовой интрузии выделить две возрастные группы пород:

1. Породы северной части со средним значением возраста 29 млн. лет.
2. Породы центральных и южных частей со средним значением—39 млн. лет.

Выявить функцию распределения цифр возраста граносиенитовой интрузии не представляется возможным из-за небольшого количества анализированных образцов (она в основном расположена в пределах Ордубадского района Нах. АССР). Однако, судя по характеру кривой распределения, здесь также, в первом приближении, имеет место нормальное распределение. Среднее значение возраста составляет 38 млн. лет ($S^2 = 4.26$ млн. лет) и не отличается от среднего значения возраста монцонитовой интрузии (38—39 млн. лет).

Кривая распределения цифр возраста интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов при интервале группировки в 1 млн. лет, также имеет два относительных максимума, однако в отличие от предыдущего случая здесь они значительно сближены (промежуток составляет 2 млн. у первого максимума (22,0 млн. лет) в основном группируются цифры лет) и исчезают при изменении интервалов группировки. Интересно, что возраста небольшого количества валовых проб и даек гранодиорит-порфиров и диорит-порфиринов, сопровождающих интрузию порфировидных гранитоидов, а у второго максимума (23,0 млн. лет) цифры возраста по биотиту и по породе в целом.

Статистические оценки и результаты проверки нормального распределения значений возраста интрузий порфировидных гранитоидов, интрузии монцонитов и ее отдельных частей

Интрузия монцонитов, сиенитов и сиенодиоритов				Интрузия порфировидных гранитоидов				Монцонитоиды центральной и южной частей				Монцонитоиды северной и северо-западной частей			
границы интервалов	частоты n_i	теоретич. частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$	границы интервалов	частоты n_i	теоретич. частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$	границы интервалов	частоты n_i	теоретич. частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$	границы интервалов	частоты n_i	теоретич. частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$
23,5	5	2,32	6,18	19	2	1,37	0,26	33	3	1,37		26	5	2,20	1,14
26,5	13	7,78		20	3	4,90		34	4	3,52	0,04	27	4	4,12	
29,5	12	17,78	1,86	21	15	10,90	1,54	35	5	6,42		28	4	5,71	0,51
32,5	9	27,30	12,30	22	11	15,90	1,51	36	11	13,10	0,33	29	4	5,76	0,54
35,5	37	28,10	2,82	23	18	15,00	0,60	37	17	15,90	0,76	30	6	4,33	
38,5	37	19,50	15,70	24	8	9,05	0,01	38	17	17,40	0,00	31	3	2,38	0,71
41,5	3	9,17	6,18	25	5	3,60		39	18	14,50	0,85	32	1	0,96	
44,5				26				40	8	10,0	0,40	33			
								41	5	5,62	0,00				
								42	3	2,46					
								43	1	0,83					
								44							
$f=3 \quad \chi^2=45,04$ $P(\chi^2 > 45,04) \ll 0,00001$ $\lambda=1,5 \quad P(\lambda)=0,0222$ $Cp=35,7 \cdot 10^6$ лет $S=4,68 \cdot 10^6$ лет $A=-0,80 \quad E=-0,48$				$f=2 \quad \chi^2=3,92$ $P(\chi^2 > 3,92) \approx 0,135$ $\lambda=0,36 \quad P(\lambda)=0,998$ $Cp=22,9 \cdot 10^6$ лет $S=1,49 \cdot 10^6$ лет $A=-0,125 \quad E=-0,67$				$f=4 \quad \chi^2=2,38$ $P(\chi^2 > 2,38) \approx 0,68$ $\lambda=0,29 \quad P(\lambda)=1,0000$ $Cp=38,3 \cdot 10^6$ лет $S=2,11 \cdot 10^6$ лет $A=-0,09 \quad E=-0,1$				$f=1 \quad \chi^2=2,9$ $P(\chi^2 > 2,90) \approx 0,09$ $\lambda=0,54 \quad P(\lambda)=0,93$ $Cp=29,1 \cdot 10^6$ лет $S=1,79 \cdot 10^6$ лет $A=+0,02 \quad E=-1,16$			

Сравнение данного эмпирического распределения с теоретическим нормальным законом показало удовлетворительное согласие. Обращает на себя внимание более низкое значение критерия Пирсона $P(\chi^2 > \chi^2_{\text{эмп}}) = 0,13$, тогда как для монцонитовой интрузии он в несколько раз больше—0,64. Очевидно, что в данном случае различия в возрастах отдельных пород находятся на границе ошибки определения возраста и трудно уловимы.

Исходя из этого, по-видимому, следует считать, что небольшие различия в возрастах различных генетических типов пород гранитовой интрузии действительно имеет место (это подтверждается также данными дисперсионного анализа $\sigma_{\text{несод}} = 1$ млн. лет, в то время как для верхнеэоценового комплекса $\sigma = 3$ млн. лет).

Как видно из таблиц 1,3, для других генетических групп пород ввиду недостаточности определений найти закон распределения и дать статистическую характеристику не представляется возможным. Из пород, вмещающих плутон, интересны данные по метаморфическим породам нижнепалеозойского (?) возраста района с. Шишкерт—45—53 млн. лет и с. Шванидзор 31—34 млн. лет, отражающих безусловно возраст метаморфизма в нижнеэоценовое время в связи с прогибаниями зоны и верхнеэоценового—в связи с внедрением интрузий гранитоидов.

Широко развитая вулканогенная толща Зангезура, прорванная верхнеэоценовым интрузивным комплексом, по данным определений возраста порфиритов составляет 52—59 млн. лет, что указывает на нижнеэоценовый их возраст.

Эффузивы Амулсарской толщи характеризуются возрастом 37 млн. лет, что соответствует границе верхнего эоцена—олигоцена, а рвушие интрузивные тела кварцевых монцонитов, граносиенитов и гранит-аплитов—33—35 млн. лет (табл. 1).

Самостоятельную возрастную группу образуют небольшие интрузии основного состава, залегающие в нижнеэоценовой толще и объединенные в группу предбатолитовых среднеэоценовых интрузий—45—50 млн. лет.

Если между щелочными сиенитами монцонитовой интрузии с одной стороны и граносиенитовой интрузией с другой нет значимых различий в значениях среднего—37—38 млн. лет, то габброидные породы района с. Вагравар и г. Калакар дают постоянно высокие цифры возраста (Ср. = 41,0 млн. лет $S^2 = 3,05$).

Жильные породы плутона, представленные двумя генетическими группами: 1. раннего этапа внедрения—аплиты и пегматиты и 2. позднего этапа внедрения—габбро-порфириты, диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры и лампрофиры, характеризуются, как видно из таблиц 1 и 3 разбросом цифр от среднего значения, укладывающихся в возрастных группах интрузии монцонитов и порфировидных гранитов, т. е. 37—38 млн. лет и 22—23 млн. лет.

Весьма интересными оказались цифры возраста для плиоценовых экструзивов. Сразу наметилось различие в цифрах 20—22 млн. лет и

Таблица 3

Сводная таблица результатов определения абсолютного возраста интрузивных комплексов Мегринского батолита

Комплексы		Возраст в млн. лет		
		слюда	порода	калишпат
Предбатолитовые малые интрузии основного состава		—	$\frac{45,0-50,0}{48,0}$	—
Верхнеэоценовый интрузивный комплекс	Габброиды и габбро-пироксениты	—	$\frac{37,3-44,2}{41,0; S^2=3,05}$	—
	Монцониты и сиенито-диориты (северной части плутона)	$\frac{28,1-32,7}{30,0; S^2=1,19}$	$\frac{26,2-31,0}{27,9; S^2=3,05}$	—
	Монцониты и сиенито-диориты (центр. и южной части)	$\frac{34,0-39,8}{38,0; S^2=3,56}$	$\frac{34,4-41,3}{38,1; S^2=2,73}$	—
	Щелочные сиениты	$\frac{37,7-41,3}{39,3; S^2=1,38}$	$\frac{35,7-38,2}{37,2}$	$\frac{33,6-36,9}{35,1}$
	Кв. сиенито-диориты, гранодиориты, граносиениты	—	$\frac{34,3-40,7}{38,0; S^2=3,58}$	—
	Аплиты и пегматиты (центр. и южной части)	$\frac{35,7-40,8}{38,7; S^2=2,49}$	$\frac{33,2-39,6}{37,1; S^2=4,73}$	34,5
	Дайки позднего этапа: габбро-порфириты, диорит-порфириты, лампрофиры	—	$\frac{38,5-40,7}{39,4; S^2=0,95}$	—
Нижнеэоценовый интрузивный комплекс	Порфировидные граниты и гранодиориты	$\frac{22,0-25,3}{23,5; S^2=0,98}$	$\frac{21,2-24,4}{22,9; S^2=1,16}$	$\frac{19,0-22,3}{20,8}$
	Среднезернистые граниты и гранодиориты	$\frac{24,2-25,3}{24,9}$	$\frac{21,7-25,6}{23,4}$	24,0
	Аплиты и пегматиты	$\frac{23,3-23,8}{23,5}$	$\frac{20,2-23,5}{21,3; S^2=2,34}$	$\frac{18,1-19,6}{18,9}$
	Дайки позднего этапа: диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, лампрофиры	—	$\frac{21,0-23,1}{21,8; S^2=1,08}$	—
Послебатолитовые приповерхностные интрузии кислого состава		—	$\frac{20,2-22,5}{21,5; S^2=0,83}$	—

* В верхней части каждой клетки показаны пределы колебания возраста, в нижней — средние значения и дисперсии.

7 млн. лет, что позволило выделить группу близповерхностных кислых интрузий послебатолитового этапа развития и совсем молодые плиоценовые экструзии андезито-дацитового состава. Значения цифр возраста по послебатолитовым приповерхностным интрузиям и поздним дайкам гранодиорит-порфиров (ср. = 21,5) значительно отличаются от возраста интрузии порфировидных гранодиоритов.

Для проверки правильности и однозначности возрастного расчленения Мегринского плутона были проанализированы образцы гранитоидов из изолированных, разобщенных интрузивных тел южных склонов Баргушатского хребта (бассейн р. Гехи), являющихся сателлитами соответствующих интрузий Мегринского батолита и для которых исключается предположение о взаимном воздействии, ведущем к омоложению возраста (табл. 1). Так, для Ковушутской интрузии и внешнего кольца Гехинской—представленных габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами получены 40 млн. лет, для Гехинской интрузии (ядро) гранодиоритов и граносиенитов 35—39 млн. лет, а для Казанлической интрузии порфировидных гранодиоритов 25 млн. лет. Эти данные согласуются с возрастом габбро-моноцонитовой и граносиенитовой интрузивных фаз верхнеэоценового комплекса и порфировидных гранитоидов нижнемиоценового комплекса Мегринского плутона.

В заключение остановимся на причинах различий возраста пород монцонитовой интрузии. Монцониты более молодой возрастной группы (28—31 млн. лет) локализованы в северной, северо-западной части интрузии, где она на большом протяжении контактирует с молодыми порфировидными гранитами и гранодиоритами и рассечена протяженными дайками гранодиорит-порфиров СЗ и СВ простираний. Несколько древний возраст (38—41 млн. лет) имели разнообразные по составу породы центральной и южной частей интрузии.

Для выявления возможных причин расхождений произведен ряд контрольных определений возраста Rb-Sr методом. Мусковиты и биотиты из пегматитов юго-восточной части монцонитовой интрузии показали возраст 39—46 млн. лет, что хорошо согласуется с K-Ar возрастами этих же минералов (Р. Х. Гукасян, 1963). Это обстоятельство наряду с хорошей сходимостью результатов определения возраста K-Ar методом большого количества различных пород и минералов, отобранных из разных участков центральной и южной частей интрузии монцонитов, позволяют с достаточным основанием считать, что возможные отклонения этих значений от истинного возраста несущественны. Маловероятным представляется в частности завышение возраста указанных частей интрузии в результате каких-либо первичных магматических причин (ассимиляции древних пород фундамента, их магматическое замещение, захват аргона из магмы и т. п.).

Попытка определения Rb-Sr возраста биотитов из монцонитов и пегматитов северной части интрузии дала соответственно 31 и 50 млн. лет. Однако, хотя эти цифры и выше K-Ar возраста этих же биотитов (28 и 31 млн. лет), но они не пригодны для сравнения, так как имеют боль-

шую погрешность, вызванную значительным содержанием обычного стронция (Sr^{88}).

Так как породы обеих возрастных групп связаны друг с другом совершенно постепенными и неуловимыми взаимопереходами, весьма близки по составу, структурно-минералогическим и химическим особенностям, то напрашивается единственное логическое предположение, что породы северной части монцонитовой интрузии омоложены под воздействием значительно более молодых порфировидных гранитов и гранодиоритов:

1) Прежде всего следует иметь в виду термальное воздействие интрузии порфировидных гранитов, которое могло привести, как известно, к существенным потерям радиогенного аргона из минералов, слагающих породы приконтактных частей монцонитовой интрузии без глубокого изменения структуры и появления минеральных новообразований, что в действительности и наблюдается (биотиты и монцониты—24—26 млн. лет).

2) Далее необходимо отметить явления метасоматического воздействия интрузии порфировидных гранодиоритов на экзоконтактные фации монцонитовой и граносиенитовой интрузий. Геолого-петрографические и минералогические наблюдения действительно подтверждают процесс выноса калия в экзоконтакты интрузии порфировидных гранитов. Так, в контакте происходит интенсивная биотитизация и частично калишпатизация вмещающих эоценовых порфиритов, монцонитов северной и северо-западной части и граносиенитов западной и южной частей этих интрузий. Явления наложенного калиевого метасоматоза выражаются в появлении железистого биотита по первичным трещинкам скола монцонитов, розовато-красного калишпата в монцонитах и граносиенитах, имеющих неправильные очертания, либо крупные порфиробластические выделения.

Этот процесс калиевого метасоматоза проявлен весьма интенсивно и в самих порфировидных гранитоидах, особенно, третьей подфазы, с чем связан аутометасоматический характер разрастания порфировых вкрапленников калишпата, миароловые выделения кристаллов и кали-полевошпатовые жилы и линзы. Поздний калиевый полевошпат под микроскопом образует неправильные водяно-прозрачные выделения и характеризуется более низкой степенью упорядочения и высоким содержанием натрия, чем калишпаты из пород монцонитовой и граносиенитовой интрузий.

Процессы калиевого метасоматоза, вызываемые притоком калия, должны несомненно приводить к значительному занижению возраста экзоконтактных пород. Как видно из таблицы, биотиты, монцониты и граносиениты из активной экзоконтактной зоны характеризуются возрастом 21—30 млн. лет. Весьма разительны определения возраста калишпатизированных монцонитов и пегматитов с. Мюльк—21—22 млн.

Таким образом, мы приходим к выводу, что породы экзоконтакта ин-

трузии порфировидных гранитов омоложены в результате совместного проявления термального и метасоматического воздействия.

Ширина этой активной зоны колеблется в значительных пределах от 200—500 метров до 1—2 км. Несколько труднее объяснить занижение значения возраста в наиболее удаленных (7—8 км) от интрузии порфировидных гранитов в участках монцонитовой интрузии. Однако здесь необходимо учесть то обстоятельство, что вся эта полоса монцонитовой интрузии от контакта с порфировидными гранитами до контакта с нижнеэоценовыми порфиритами рассечена густой сетью диорит-порфиритов и, особенно, гранодиорит-порфиров значительной мощности и протяженности, генетически связанных с глубокими очагами интрузии порфировидных гранитоидов, что подтверждается как геолого-петрографическими данными, так и результатами определения абсолютного возраста.

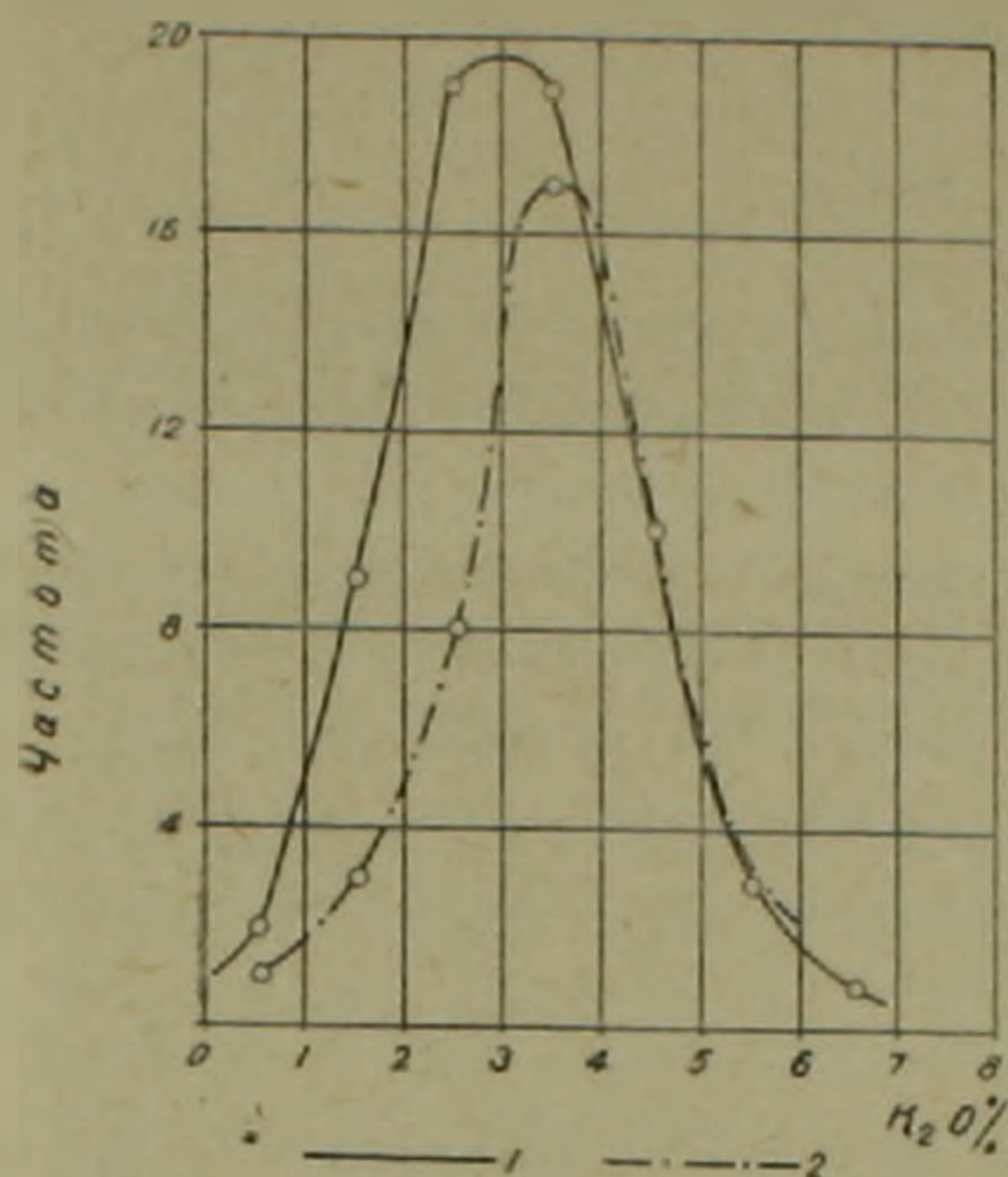
Достаточно надежную информацию о явлениях калиевого метасоматоза дает изучение характера функции распределения K_2O в породах выделенных разновозрастных комплексов (табл. 4).

Таблица 4

Верхнеэоценовый комплекс				Нижнемиоценовый комплекс			
границы интервалов %	частоты n_i	теоретиче- ские частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$	границы интервалов %	частоты n_i	теоретиче- ские частоты N_i	$\frac{(n_i - N_i)^2}{N_i}$
0	2	2,28	0,00	0	1	0,48	0,02
1	9	8,74		1	3	3,27	
2	19	17,61		2	8	10,08	
3	19	19,10	0,00	3	17	14,71	0,36
4	10	10,89	0,05	4	10	9,91	0,00
5	3	3,40		5	3	3,06	
6	1	0,52		6			
7				7			
$f = 1 \quad \chi^2 = 0,16$ $P(\chi^2 > 0,16) \approx 0,32$ $\lambda = 0,17 \quad P(\lambda) = 1,0000$ $C_p = 3,12 \quad P = 1,23$ $A = +0,24 \quad S E = +0,03$				$f = 1 \quad \chi^2 = 0,81$ $P(\chi^2 > 0,81) = 0,35$ $\lambda = 0,28 \quad P(\lambda) = 1,000$ $C_p = 3,48 \quad S = 1,10$ $A = -0,38 \quad E = +0,14$			

Результаты проверки нормального распределения K_2O в породах обоих интрузивных комплексов подтвердили, что оно имеет важное петрологическое значение [29, 33] и свидетельствует о нахождении калия во многих минералах и наличии нескольких генераций калийсодержащих минералов (калишпата, биотита) в гранитоидах разновозрастных комплексов, причем поздние из них, особенно, в верхнеэоценовом комплексе, являются наложенными. Как видно из диаграммы кривых распределения (фиг. 2) особенно в области высоких содержаний K_2O , кривые сближены, что наводит на мысль о выравнивании частот их за счет монцонитоидов

северной и западной части плутона, имеющих завышение в содержании калия и заниженный К-Аг возраст. Об этом же говорит положительная асимметрия K_2O в верхнеэоценовом комплексе и незначимость различий в величинах среднестатистических содержаний ($I=3,12$, $II=3,48$).



Фиг. 2. Гистограммы распределения калия в гранитоидах Мегринского плутона. 1. Верхнеэоценовый интрузивный комплекс. 2. Нижнемиоценовый интрузивный комплекс.

Все приведенные факты позволяют думать, что северная часть монцонитовой интрузии в период формирования комплекса молодых нижнемиоценовых порфировидных гранитоидов находилась в активной геологической и геохимической обстановке, что естественно привело к метаморфическим преобразованиям этой части интрузии и как следствие—к потере некоторой части накопленного к этому времени радио-генного аргона, а следовательно и омоложению возраста.

Приведенный и анализированный выше фактический материал с большой уверенностью и достоверностью позволяет выделить в составе

Мегринского батолита южной части Армянской ССР два значительно разорванных во времени интрузивных многофазных комплекса:

I. Габбро-монцонит-граносиенитовый с абсолютным возрастом 38—39 млн. лет.

II. Гранодиорит-гранитовый—с возрастом 23—24 млн. лет. В соответствии с советской шкалой абсолютной геохронологии (1964) формирование выделенных интрузивных комплексов происходило: первого в верхнем эоцене (и до нижнего олигоцена), а второго в нижнем миоцене. Кроме того данные абсолютного возраста позволили также выделить различные генетические группы интрузивных пород, соответствующих добатолитовому и послебатолитовому этапам развития Айоцдзор-Ордубадской синклинойной зоны.

В следующем сообщении приводится интерпретация данных абсолютного возраста, краткая характеристика эффузивных и интрузивных комплексов, их петрологические и геохимические особенности и роль в процессах металлогенезиса.

Թ. Խ. ՂՈՒԿԱՍՅԱՆ, Բ. Մ. ՄԵԼՆԻՔՍԵՏՅԱՆ

ՄԵՂՐՈՒ ԲԱՐԴ ՊԼՈՒՏՈՆԻ ԲԱՅԱՐՉԱԿ ՀԱՍԱԿԻ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Տարբեր տարիներին բազմաթիվ հեղինակներ արտահայտել են հակասական կարծիքներ Մեղրու պլուտոնի հասակի և առաջացման հաջորդականության մասին: Հստ որում մի շարք հետազոտողներ հիմնավորում էին բավականին նեղ հասակային սահման, գրանիտոիդային ինտրուզիայի ներդրումը վերագրելով ալպիական ցիկլի մեկ լեռնակազմական ֆազաի (ստորին միոցեն, վերին միոցեն, վերին էոցեն), մյուսները տալիս էին ստորին (պալեոգոյ, վերին դեոն-վերին կամ ստորին յուրա) կամ վերին հասակային սահմանը (վերին միոցեն, հետօլիգոցեն, մինչմիոցեն) և, վերջապես, որոշ հեղինակներ զանգվածի առաջացումը դիտում էին ժամանակի լայն միջակայքում (վերին էոցեն-վերին միոցեն, օլիգոցեն — մինչմիոցեն):

Այս հաջորդագրության հեղինակները կատարել են բացարձակ հասակի որոշման համար ավելի քան 200 անալիզ, K—Ar եղանակով պլուտոնի տարբեր ապարներից, երկու տասնյակ որոշում այն ներփակող էֆուզիվ և մետամորֆային նստվածքներից, ինչպես նաև վերահսկման նպատակով 10 անալիզ Rb—Sr եղանակով:

Աղյուսակներում բերված են տվյալների միայն մի մասը, ստացված հիմնականում փայլարներից, որոնք, ինչպես հայտնի է, հանդիսանում են K—Ar եղանակով բացարձակ հասակի որոշման համար ամենալավ նյութը: Մաթեմատիկական վիճակագրական եղանակով տվյալների մշակումը թույլ տվեց մոնցոնիտային ինտրուզիայի սահմաններում անջատել ապարների հասակային երկու խումբ:

1. Հյուսիսային մասի ապարներ 29 մլն տարի բացարձակ հասակով:

2. Կենտրոնական և հարավային մասի ապարներ 36 մլն տարի միջին բացարձակ հասակով:

Մոնցոնիտային ինտրուզիայի հյուսիսային մասի ապարների հասակի երիտասարդացումը բացատրվում է թերմալ մետամորֆիզմի և կալիումային մետասոմատոզի հետևանքով երիտասարդ պորֆիրանման գրանիտոիդային ինտրուզիայի (23 մլն տարի) ազդեցությամբ:

Խադիոերկրաբանական ուսումնասիրությունները թույլ տվեցին պլուտոնի սահմաններում անջատել երկու բազմաֆազ ինտրուզիվ կոմպլեքս իրենց հրակային առաջացումներով:

1. Վերին էոցենյան — դաբրո-մոնցոնիտ-դրախոսիենիտային կոմպլեքս, 38—39 մլն տարի:

2. Ստորին միոցենյան — գրանիտային կոմպլեքս, 23—24 մլն տարի:

Բացի այդ, մինչրաթուլիտային էտապում ներդրվել են միջին էոցենի (48 մլն տարի) հիմնային կազմի ինտրուզիաներ, իսկ հետբաթուլիտային էտապում՝ մերձմակերեսային թթու կազմի փոքր ինտրուզիաներ (21 մլն տարի), որոնք նախկինում միացվում էին պլիոցենի հասակի էքստրուզիաների հետ: Բայց կան նաև պլիոցենի հասակի էքստրուզիաներ (7 մլն տարի) անդեզիտ-դացիտային կազմի: Այնուհետև ճշտված են Սյունիքի հրաբխածին:

հասսվածքի (56 մլն տարի, ստորին էոցեն), Ամուլսարի (37 մլն տարի, վերին էոցեն-օլիգոցեն), Նոր-Արևիկի (որի ստորին հորիզոնների հասակը կարող է լինել ստորին միոցեն) հասսվածքների հասակները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. И. Некоторые замечания о возрасте интрузий Южной Армении. Изв. АН СССР, Ереван, 1955.
2. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1955.
3. Адамян А. С., Багдасарян Г. П., Татевосян Т. Ш. Щелочные породы Армянской ССР. Тр. II петрограф. совещ. «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых», 1960.
4. Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. И. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1947.
5. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
6. Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянова Е. Н., Рустамов М. И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1964.
7. Аслanian А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
8. Афанасьев Г. Д. О применении калий-аргонового метода для целей геологии в свете результатов исследований горных пород и минералов Кавказа. Тр. IX сессии Ком. по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, 1960.
9. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕГУ, Ереван, 1963.
10. Грушевой В. Г. Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР. Сб. Интрузивы Закавказья. Тр. ГГУ, вып. II, 1941.
11. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
12. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Арм. ССР. Изд. АН АрмССР, 1964.
13. Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН Арм. ССР, т. 34, № 2, 1961.
14. Гукасян Р. Х. Определение абсолютного возраста молодых интрузивов Rb—Sr методом на примере Мегринского плутона. ДАН АН Арм. ССР, т. 36, № 3, 1963.
15. Додин А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.
16. Коптев-Дворников и др. Палеозойские интрузивные комплексы. Бетпакдала. Изд. АН СССР, 1960.
17. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1951.
18. Муратов М. В. История тектонического развития арльпийской складчатой области юго-восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, № 2, 1962.
19. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. ВМФ, № 1, 1959.
20. Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изв. Арм. ФАН СССР, № 2, 1941.
21. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
22. Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранитоидах юга Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, № 2, 1961.
23. Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта. ДАН, № 3, 1963.

24. Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагеца. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
25. Налымов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, 1960.
26. Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, 1957.
27. Половинкина Ю. И. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. Тр. II петрограф. совещ. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960.
28. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
29. Радионов Д. С. Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных породах. Изд. Наука, 1964.
30. Ситковский И. Н. Интрузивные породы юго-восточной части Аз. ССР. «Интрузивы Закавказья». Тр. ГГУ, вып. II, 1941.
31. Твалчрелидзе Г. А. Закономерность проявления магматических и рудных формаций в различных стадиях магматических циклов Кавказа. Тр. II петрограф. совещ. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960.
32. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. Изв. АН Арм. ССР, № 3—4, 1960.
33. Ahrens The Lognormal distribution of the elements. V. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, № 27.
34. Evernden J. F., Curtis C. H., Kistler R. W. and Obradovich J. Argon diffusion in glauconite, microcline sanidine, leucite and phlogopite. *American Journal of Science*, vol. 258, № 8, 1960.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

К. А. МКРТЧЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОГО И ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО КАВКАЗА).

Накопление нового фактического материала по историко-тектоническому развитию ряда структур Малого Кавказа позволяет отказаться от укоренившихся понятий тектонических зон и взамен них ввести понятия конкретных прогибов, в том числе эвгеосинклинальных прогибов.

По определению М. Кея, эвгеосинклинали это «прогибы, относительно быстро прогибающиеся в зонах интенсивной вулканической деятельности» [10]. Несмотря на известную условность, понятие эвгеосинклиналь более точно отображает геологическую сущность структуры, чем собирательное понятие «тектоническая зона». В первом случае речь может идти лишь о конкретных моногенных структурах, пространственные очертания которых, как геометрических фигур, всегда поддаются точному определению. Границы же «тектонических зон», как правило, проводятся условно, без достаточной привязки к конкретным тектоническим формам и часто пересекают единые структуры.

Эвгеосинклиналь, кроме того, понятие историческое, что предполагает конкретное определение не только ее пространственных очертаний, но и времени возникновения, циклов развития и времени замыкания. В соответствии с этим, как для всех естественно-исторических явлений, для эвгеосинклинального магматизма справедливо периодически повторяемое развитие: рождение—эволюция—замиранье в пределах определенных, ограниченных в пространстве, прогибах. Последнее обстоятельство наглядно вырисовывается на примере Малого Кавказа, где продукты магматизма, как правило, размещаются строго закономерно внутри контуров синхронных прогибов, что косвенно указывает на образование магматических очагов непосредственно под прогибами.

Анализ проявлений магматизма наиболее хорошо изученных мезозойских и палеогеновых эвгеосинклинальных прогибов Малого Кавказа показывает, что эвгеосинклинальный магматизм всегда начинается с известково-щелочных серий пород и завершается щелочными и субщелочными сериями. Начало развития палеогеновых эвгеосинклинальных прогибов поддается определению несколько более трудно, в связи с малым интервалом возрастной их оторванности от предшествующих циклов развития, в связи с чем начало эвгеосинклинального магматизма

с известково-щелочных серий наглядно доказывается на примере Сомхето-Карабахской юрской эвгеосинклинали, заложение которой в лейасе над эопалеозойским метаморфическим фундаментом не вызывает сомнений. Развитие юрской эвгеосинклинали завершается в неокоме красноватыми образованиями «артаминской свиты» и ее возрастных аналогов, магматизм которых характеризуется определенно выраженным щелочным и субщелочным характером [12].

С турона (местами с сеномана) намечается заложение новых верхнемеловых эвгеосинклинальных прогибов, начальный цикл развития которых характеризуется проявлениями магматизма ярко выраженной известково-щелочной серии пород [12]. Развитие верхнемеловых эвгеосинклинальных прогибов завершается в верхнем сеноне появлением щелочных и субщелочных серий пород.

С нижнего палеогена (нижний эоцен) закладываются новые обширные эвгеосинклинальные прогибы Малого Кавказа*: Аджаро-Триалетская, Севанская, Айоцзор-Гохтанская, пространственные очертания и временные пределы развития которых поддаются определению довольно точно [5, 11]. Развитие указанных эвгеосинклиналей завершается в конце палеогена появлением ярко выраженных щелочных и субщелочных серий пород.

В развитии неогенового магматизма намечается четвертый этап проявления щелочного магматизма, относящееся к нижнему плиоцену (по абсолютному летоисчислению 8—10 млн. лет—понт), который, однако, изучен относительно слабо.

Минералого-геохимические особенности, а также пространственные закономерности распределения рудных проявлений в кругу вопросов металлогении Малого Кавказа, по сравнению с вопросами временных закономерностей, изучены намного более подробно И. Г. Магакьяном. В настоящей статье мы постарались систематизировать известные данные по эндогенным рудопроявлениям Малого Кавказа по возрастному принципу, в соответствии с намечающейся закономерностью развития магматизма из известково-щелочных типов, к щелочным и субщелочным типам внутри развития конкретных эвгеосинклинальных прогибов.

В настоящее время на Малом Кавказе наилучше изученным является Севанский эвгеосинклинальный прогиб. Нашими работами доказано наличие здесь двух крупных циклов тектоно-магматического развития; это нижне-среднеэоценовый и верхнеэоцен-нижеолигоценовый циклы [11]. Указанный принципиального значения вывод подтверждается также работами других исследователей [8].

Магматические образования первого цикла представлены типичными известково-щелочными породами основного и кислого состава, в числе которых наибольшим развитием пользуются субинтрузивные габбро-порфиры и кварцевые порфиры, различные липарито-дацитовые

* Для удобства изложения в географическое понятие „Малый Кавказ“ условно включается и Аджаро-Триалетия (К. М.).

порфиры, андезитовые порфириты, кварцевые альбитофиры, с многочисленными гибридными их разновидностями, интрузивные породы моноцит-гранодиоритовой серии, граббровые и габбро-пироксенитовые интрузии, многочисленные дайковые образования кварц-порфировой и диабазовой серии. Указанные магматические образования развиты по всей площади эвгеосинклинали, достигая наибольшего развития в центральной ее части и приборотовых участках. Петрографические и петрохимические особенности указанных образований детально изучены работами целого ряда исследователей [1, 2, 3, 4, 8]. С ниже-среднеэоценовым циклом развития Севанской эвгеосинклинали, в частности, с продуктами известково-щелочного магматизма парагенетически связываются многочисленные рудные проявления и месторождения, среди которых некоторые имеют важное практическое значение. В настоящее время в связи с недостаточностью данных о возрастном положении известных рудопроявлений внутри цикла, не представляется возможным решить вопрос их парагенетических связей с конкретными магматическими фациями. Мы в состоянии выделить лишь рудные формации, в общем связанные с циклом проявления известково-щелочного магматизма.

К рассматриваемому комплексу относятся медно-колчеданное Чкнах (Чибухли) и серноколчеданное месторождения, Чернореченское проявление полиметаллов и ряд мелких проявлений Чкнахского рудного поля; полиметаллические месторождения и проявления Привольненское, Черемша, горы Вьючной, горы Медная, горы Песчаная, Гайдарбек, Круглой шышки и др. Леджанского рудного поля; Првашен-Будагидзорское, Марцское, Нижнеикатакское, Папниталиджурское и Куртикское полиметаллические проявления Бабаджанского рудного поля; Заманское, Сисимаданское, Чамлугское, Антониевское, Эларское, Анкадзорское, Назонуртское медно-серноколчеданные и медно-гематитовые месторождения и проявления Анкадзорского рудного поля; серноколчеданные месторождения Тандзут и Лермонтовское полиметаллическое проявление Тандзутского рудного поля, медно-гематитовое проявление Егшатово-Балка, ряд магнетит-гематитовых проявлений бассейна р. Бындор (правого притока р. Памбак), медно-колчеданные месторождения Фиолетово, Арцруни, полиметаллическое проявление Маймех Дилижанского рудного поля, железорудные месторождения и проявления Разданского рудного поля, Чайкендское медно-магнетитовое проявление и ряд других. Для всех перечисленных месторождений и проявлений характерен определенный комплекс нерудных минералов, среди которых широко представлены кварц, барит, кальцит ангидрид (гипс); для контактовых месторождений — эпидот, гранаты, андалузит и др. Вторичные изменения вмещающих пород выражены в пропилитизации и образовании вторичных кварцитов, при этом оглинение пород представлено каолиннизацией.

Возрастное положение всех вышеуказанных месторождений и проявлений определяется их приуроченностью к полю развития нижнесреднеэоценовых образований. Этот не вполне достаточный критерий в извест-

ной степени является объективным в связи с тем обстоятельством, что перечисленные выше месторождения и проявления были известны до того, как в пределах Севанского эвгеосинклинального прогиба были выделены верхнеэоцен-нижнеолигоценовые образования, после чего все они закономерно остались в пределах поля развития нижне-среднеэоценовых образований. Кроме того, в базальных конгломератах верхнеэоцен-нижнеолигоценовых отложений в ряде пунктов отмечены гальки вторичных кварцитов, пропилитизированных пород, иногда с сульфидной минерализацией, указывающих на предверхнеэоценовый возраст одного цикла рудообразований.

В составе магматических пород верхнеэоцен-нижнеолигоценового цикла широко представлены субщелочные и щелочные породы, в числе которых наибольшим развитием пользуются субинтрузивные трахидациты, трахиандезиты, трахиты, тешениты, санидиновые андезиты, с многочисленными гибридными их разновидностями, интрузивные породы апатитовых габбро, шоккинитов, порфирсвидных и др. сиенитов, щелочных сиенитов, в т. ч. нефелиновых сиенитов и арменитов. Развиты они в пределах боковых прогибов Севанской эвгеосинклинали. Петрографические и петрохимические особенности указанных образований детально изучены работами целого ряда исследователей [1, 3, 8].

По сравнению с первым комплексом, рудные месторождения второго комплекса имеют незначительное распространение. К ним относятся полиметаллические проявления Цахкасар и Анананцян, Тежсарская группа редкоземельных рудопроявлений, проявления флюорита, ряд проявлений радиоактивных металлов, Шахназарское и Калининское месторождения агата, проявление агата и хальцедона у сс. Качаган, Шамахян, Туманянское и Дилижанское месторождения бентонитовых глин, значительные скопления исландского шпата в окрестностях сс. Ваагни, Шамахян. Предположительно к ним относятся медно-мышьяковое проявление Мецсара (Леджанское рудное поле), Ачаджурское гематитовое месторождение и ряд других. Вторичные изменения пород выражены в окремнении (образование яшмовых и джаспилитовых комплексов, лейцитизации, при этом оглинение пород выражено монтморилонитизацией (бентонитизацией). Возрастное положение рудопроявлений комплекса определяется их приуроченностью к верхнеэоцен-нижнеолигоценовым магматическим образованиям, в пределах которых, в преобладающих случаях, более молодые магматические образования отсутствуют.

В пределах Севанского эвгеосинклинального прогиба ярко выраженной петрографической индивидуальностью выделяются интрузии порфировидных гранитов и граносиенитов (Гилутский массив, Фиолетовская, Меградзорская и Анкаванская (?) дайковые интрузии), положение которых в общей истории развития эвгеосинклинали остается еще не совсем ясным.

В составе рудного комплекса этого цикла в настоящее время хоро-

шо выделяются золото-висмутовая, медно-молибденовая, шеелитвольфрамитовая и ортитовая рудные ассоциации.

К первой из них относятся Меградзорская и Гамзачиманская группы месторождений, Тандзутское, Фиолетовское месторождения, а также по-видимому, Зодское месторождение. Медномолибденовая ассоциация представлена Анкаванским месторождением, рудопроявлениями Цклаки-агбюр (Гилутский массив), Дилижанским и Гелкендским. Шеелитвольфрамитовое и ортитовое оруденение установлены в пределах Гилутского массива.

Возрастное положение комплекса определяется эпигенетическим характером руд по отношению к интрузиям порфировидных граносиенитов.

Возрастными и генетическими аналогами Севанского эвгеосинклинального прогиба на Малом Кавказе являются Айоцдзор-Гохтанский и Аджаро-Триалетский прогибы. Для Айоцдзор-Гохтанского эвгеосинклинального прогиба также характерно наличие крупных нижне-среднеэоценового и верхнеэоцен-нижнеолигоценового циклов тектоно-магматического развития.

Магматические образования первого цикла представлены типичными породами основного и кислого состава, в числе которых широко развиты субинтрузивные габбро-порфириды, андезитовые порфириды, кварцевые порфиры, с многочисленными гибридными их разновидностями, интрузивные породы монзонит-гранодиоритовой серии, габбро, диабазовые даечные образования и др., распространенные по всей эвгеосинклинали.

С комплексом магматических фаций нижне-среднеэоценового цикла пространственно и парагенетически связываются широко развитые в Айоцдзор-Гохтанском прогибе медноколчеданные и свинцово-цинковые руды (Газминское рудное поле и др.), с тем же характерным комплексом сульфидов металлов в ассоциации с нерудными минералами—кварца, барита, кальцита, ангидрида (гипса) и др. и образованием вторичных кварцитов, при этом оглинение пород представлено каолинизацией.

Возрастное положение комплекса определяется приуроченностью рудопроявлений и вторичных изменений к образованиям нижне-среднеэоценового цикла.

В составе магматических пород верхнеэоцен—нижнеолигоценового цикла широко представлены субщелочные и щелочные породы, в числе которых отмечены щелочные базальтоиды, трахиандезиты, трахидациты, трахиты, санидиноновые трахиты и др. [13], пространственно приуроченные к боковым прогибам Айоцдзор-Гохтанской эвгеосинклинали. С образованиями верхнеэоцен-нижнеолигоценового цикла пространственно и парагенетически связываются развитые здесь Айоцдзорское сурьмяно-полиметаллическое месторождение, значительные скопления марганцевых руд в районе сел. Мартирос, проявления целестина в районе сел. Малишка, минерализация радиоактивных металлов и редких земель и др.

Вторичные изменения пород изучены слабо; на основании аналогий с Севанской и др. эвгеосинклиналями, здесь можно предполагать широкое развитие джаспилитизации, бентонитизации и др.

С интрузиями порфировидных гранитов и граносиенитов (в т. ч. с последними их дериватами-аплитовидными гранитами), пространственно и парагенетически связываются крупнейшие медно-молибденовые и собственно молибденовые месторождения Агарака, Айгедзора, Личка, Каджарана, Дастакерта и проявления Прошиберда, Вардениса и др., золоторудные месторождения Личкваза, Вардана-дзора и др.

Для Аджаро-Триалетской эвгеосинклинали также характерно наличие ниже-среднеэоценового и верхнеэоцен-нижнеолигоценового циклов тектоно-магматического развития [5]. Магматические породы первого цикла представлены типичными известково-щелочными типами, основного и кислого состава, в числе которых широко развиты субинтрузивные габбро-порфириты, андезитовые порфириты, интрузии гранодиорит-монцонитового ряда и габбро. Сосредоточены они, главным образом в центральной части и западной половине эвгеосинклинали. В Аджарии, в районе развития кислой интрузивной фации известны многочисленные рудопроявления, которые в основном группируются в Мерисском рудном поле. Здесь известны: медно-полиметаллическое месторождение Варза, барито-полиметаллические месторождения Цхалбокела, Велибури, Вайо, и др. В составе нерудных минералов основными являются кварц, барит, кальцит, ангидрид (гипс) и др. Вторичные изменения вмещающих пород выражены пропилитизацией и образованием вторичных кварцитов (район сел. Цаблана), при этом оглинение пород выражено каолинизацией [7, 14].

Магматические образования второго цикла сосредоточены в боковых прогибах Аджаро-Триалетской эвгеосинклинали (Гурийском, Ахалцихском и др.). В их составе широким развитием пользуются субщелочные и щелочные породы, в том числе различные трахидациты, трахиты, трахиандезиты, тефриты, тешениты, комптониты, мончикиты, анальцимовые и др. сиениты [7].

С магматическими образованиями второго цикла ассоциируются крупные месторождения щелочных бентонитовых глин — Цихис-Убани, Ванис-Кеди, Мтис-Пири, Голиатаури и др. Асканской группы в Гурии, а также проявления бентонитовых глин в составе угленосной толщи Ахалцихского прогиба. В пределах последнего известен ряд месторождений агата; Орали, Барбала, Зиарат, Орджана-Памачской группы и Агара, Агарис-геле, Мечурис-сахлеби из группы Шурдо. Месторождения и проявления агата сопровождаются монтморилонитизацией вмещающих пород. По-видимому со вторым циклом магматизма Гурийского бокового прогиба связываются марганцевые месторождения Чхари-Аджаметского и Чиатурского рудных полей, осадочное происхождение первого из которых в последние годы ставится под сомнение [9].

В пределах Мерисского рудного поля известно небольшое молибденовое рудопроявление Намонастревы, что возможно указывает на нали-

чие слабых проявлений магматизма и оруденения интрузий порфировидных граносиенитов.

В составе Сомхето-Карабахской мезозойской эвгеосинклинали широко развиты и детальному петрохимическому исследованию подвергнуты магматические образования первого цикла. В их составе наиболее широким развитием пользуются субинтрузивные кварцевые порфиры, габбро-порфириты, андезитовые порфириты, плагиогранитовые и монзонит-гранодиоритовые интрузии [4], которые развиты по всей ширине эвгеосинклинали, в том числе и в Кафанском сегменте, который при последующем наложении верхнемеловых и палеогеновых прогибов потерял структурные связи с основной частью эвгеосинклинали (последняя в литературе известна под названием Сомхето-Карабахской тектонической зоны).

С полем развития щелочно-земельных магматических комплексов пространственно связаны крупнейшие колчеданные месторождения Малого Кавказа, в том числе медноколчеданные месторождения Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, проявления Карнут, Маданидзор, Арчичидзор, Ттуджур, Гетабек, Чирагидзор, Шекаох и др. Руды указанных месторождений также сопровождаются весьма характерным и широкоизвестным комплексом нерудных минералов (кварц, барит, кальцит, гипс ангидрид и др.) и вторичных изменений—пропилитизацией и образованием вторичных кварцитов, при этом оглинение пород выражено каолинизацией.

Магматические образования второго цикла (верхняя юра—нижний неоком) на территории Армянской ССР изучены весьма слабо и говорить о наличии в их составе щелочных или субщелочных пород преждевременно. В районе юго-восточных склонов Иджеванского хребта, в окрестностях г. Абегакар значительное развитие имеют трахитондные кварцевые альбитофиры. Аналогичные породы известны и в составе верхнеюрской вулканогенной толщи Зангезура, что указывает на развитие магматических очагов типично щелочно-земельных кварцевых порфиров средней юры в сторону некоторого повышения щелочности в верхней юре. На северо-западном продолжении вулканогенных толщ юры Сомхето-Карабахской эвгеосинклинали, в районе гор. Кутаиси, в составе верхней юры описаны тешениты [7]. В ближайшем будущем аналогичные образования, по-видимому, будут описаны и в составе верхнеюрской-нижнемеловой толщи на территории Армянской ССР. В последние годы были организованы широкие поиски исландского шпата и месторождений агата в Кафанском, Горисском и Сисианском районах, в пределах развития верхнеюрской вулканогенной толщи, где известны были многочисленные мелкие их проявления. В результате выявлены значительные скопления агата и халцедона в районе с. Арцваник, в урочищах Пелер, Арцваник, Цурт-ахбюр и др. На проявлении Цурт-ахбюр совместно с агатом отмечено наличие марганцевой минерализации и скоплений цеолитов.

Проявления агата, исландского шпата и арагонита обнаружены в Известия, XVIII, № 3—4—3

долине Воротана, в районе с. Лор, в урочище Шахвердляр. Скопления агата на Шахвердлярском проявлении достигают промышленных масштабов.

С верхнеюрским-нижнемеловым магматизмом связываются проявления исландского шпата; в Бердском (Шамшадинском) районе (Мовсес) и Иджеванское месторождение исландского шпата.

Магматические образования верхнемеловых прогибов Малого Кавказа также изучены пока слабо. В общих чертах здесь намечается наличие двух магматических комплексов, соответственно известково-щелочного и субщелочного характера. С комплексом магматических формаций известково-щелочной серии, в составе которой известны андезитобазальтовые, кварц-порфировые, габбровые и гранитоидные тела, пространственно связывается ряд слабо изученных кварц-сульфидных проявлений меди, полиметаллов в ассоциации с баритом. Ярким представителем этого типа является Маднеульское месторождение в Грузинской ССР. К указанному комплексу относятся также магнетитовые и медно-гематитовые рудопроявления типа Кохбской группы.

Довольно обширную и лучше изученную группу составляют рудопроявления и месторождения второго цикла. К ним относятся марганцевые месторождения и рудопроявления Севкара, Калача, Добедашена в Иджеванском Ноемберянском районах, Сваранцское месторождение в Горисском районе, ряд марганцевых рудопроявлений подчиненных свите Мтавари в Грузинской ССР [6]. Большую промышленную ценность представляют агат-халцедоновые месторождения комплекса — Саригюхское и Калачинское, а также крупнейшие месторождения щелочных бентонитовых глин — Саригюхское, Котигюхское, Ноемберянское. В последние годы обнаружены новые месторождения бентонитовых глин, подчиненные свите Мтавари — в районе сс. Цхинкури, Губисцхали и Ахали-Бедисеули [6]. К рассматриваемому комплексу относятся также проявления марганца и редкоземельная минерализация бассейна р. Веди.

Резюмируя вышеуказанное, можем констатировать, что систематизацией материала по эндогенным рудопроявлениям юры, мела и палеогена Малого Кавказа, по возрастному принципу, несмотря на скудость имеющихся данных, выявляется четкая закономерность парагенетических связей определенных рудных ассоциаций с проявлениями известково-щелочного и щелочного магматизма. Достоверность закономерности подтверждается периодической повторяемостью сходных рудных ассоциаций во времени, в связи с периодической повторяемостью парагенетически с ними связанных магматических формаций.

В частности, в неполном перечне для известково-щелочного магматизма характерны кварц-сульфидные руды меди, свинца цинка железа (колчеданные месторождения) и др. металлов, магнетитовые хромитовые, медноникелевые руды и др.; из нерудных минералов преобладают кварц, барит, ангидрид (гипс), кальцит; из вторичных процессов характерны проилитизация и образование вторичных кварцитов, при этом огличение вмещающих пород выражено каолинизацией.

Для субщелочного и щелочного магматизма характерны окислы металлов (марганцевые и др. руды), сурьмяно-полиметаллические, апатит-магнетитовые и пиролюзит-магнетитовые руды. Из нерудных минералов кварц заменяется халцедоном и агатом, кальцит—исландском шпатом и арагонитом, появляются цеолиты, апатиты, целестин, флюорит, слюды и др. (к этой группе должен относиться и алмаз); из вторичных процессов характерны окремнение (яшмовые и джаспилитовые образования), фенитизация и др., оглинение пород выражено бентонитизацией.

Государственный производственный
геологический комитет Армянской ССР
Комплексная экспедиция

Поступила 12.XI.1964.

Կ. Հ. ՄԿՐՏՁՅԱՆ

ՀՈՂԱՎԱԾՈՒՄ ԵՎ ԱՎԿԱՎԱՅՐՆ ԶՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԵՏ ԿԱՊՎԱԾ
ՀԱՆՔԱԹԱՋԱՅՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ
(Փոքր Կովկասի սրինակով)

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում փոքր Կովկասի մի քանի տեկտոնական կառուցվածքներ դիտվում են որպես էվգեոսինկլինալային ճկվածքներ, որոնց հետ կապված հրաբխականությունն ունի բնա-պատմական բոլոր միավորներին հատուկ սկիզբ, դարգացում և վախճան: Այս տեսակետից պարտադիր է որոշել էվգեոսինկլինալային ճկվածքների ոչ միայն տարածական սահմանները, այլև սահմանները ժամանակի մեջ: Գոյություն ունեցող փաստական նյութի վերլուծությունն ըստ ժամանակագրական հերթականության հանգեցնում է այն եզրակացության, որ Ոռմխեթո-Ղարաբաղի (յուրա-նեոկոմ և վերին կավիճ), Սևանի, Հայոցձոր-Դոդթանի և Աջարո-Թրիալեթի (պալեոգեն) էվգեոսինկլինալների հրաբխականությունը սկսվում է հողակալային և վերջանում է ալկալային տեսակներով: Հողակալային հրաբխականության հետ սովորաբար կապված են պղնձի, կապարի, ցինկի, երկաթի և այլ մետաղների քվարց-սուլֆիդային հանքանյութային կոնցենտրացիան (կոնցենտրացիան հանքավայրերը), մագնետիտային, քրոմիտային, պղինձ-նիկելային հանքանյութերը, որոնց ուղեկցող ոչ մետաղային միներալներից մեծ տարածում ունեն քվարցը, բարիտը, անհիդրիդը (գիպսը), կալցիտը և այլն: Ապարների երկրորդական փոփոխություններն ունեն պրոպիլիտացման և երկրորդական քվարցիտների առաջացման բնույթ, որոնք ուղեկցվում են ապարների կաուլինացմամբ:

Ալկալային հրաբխականության հետ կապված են մետաղների օքսիդները (հատկապես մանգանի, ուրանի, թորիումի և այլն), ծարիր-բազմամետաղային, ապատիտ-մագնետիտային, պիրոլյուզիտ-մագնետիտային հանքատեսակները և այլն:

Ոչ մետաղային միներալներից քվարցին փոխարինում են ագատը և խալցեդոնը, կալցիտին՝ իսլանդական սպաթը և արագոնիտը, հանդես են գալիս յևուխիտները, ապատիտները, ցելեստինը, ֆլյուորիտը, փայլարները և այլն (այս

խմբին պետք է վերագրել նաև արմատը: Ապարների երկրորդական փոփոխութունների համար բնորոշ են ջապիլիտացումը, բեթոնիտների առաջացումը և այլն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР. № 8, 1950.
2. Багдасарян Г. П. О контактовых и постмагматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород Центральной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 2, 1956.
3. Багдасарян Г. П. Петрографические особенности порфировидных сиенито-гранитов Гамзачиманской интрузии. Изв. АН Арм. ССР, сер. мат. наук, № 2, 1955.
4. Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Карабахской зоны. Изд. Ергосуниверситета, Ереван, 1963.
5. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1949.
6. Гугушвили В. И. Меловой вулканизм Грузинской глыбы. Автореферат канд. дисс., Тбилиси, 1964.
7. Дзоценидзе Г. С. Петрографические провинции Закавказья. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы», Изд. АН СССР, Москва, 1960.
8. Джрбашян Р. Т. Палеогеновый вулканизм Базумского хребта (Арм ССР). Автореферат канд. дисс., Ереван, 1964.
9. Долидзе Д. П. Некоторые вопросы геологического строения и оценки перспектив Чнатурского и Чхари-Аджаметского месторождений марганца. Автореферат канд. дисс., Тбилиси, 1964.
10. Кей М. Геосинклинали Северной Америки. Изд. ИЛ, 1955.
11. Мкртчян К. А. Характеристика палеогеновой структуры западной части Севанской тектонической зоны. Научн. техн. об. «Геология и горное дело», № 2, Ереван, 1962.
12. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореферат канд. дисс. Ереван, 1964.
13. Остраумова А. С. Третичный вулканизм Западного Даралаггеза. Автореферат канд. дисс., Ленинград, 1962.
14. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

К. А. ГУЛАКЯН

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СМЕЩЕНИЙ В ГЛУБИНЕ
ОПОЛЗНЕВОГО МАССИВА

Характер смещения и кинематика движения грунтов в глубине массива является наиболее проблематичной областью в общем комплексе оползневых явлений.

Изучением этого вопроса занимаются достаточно долгое время, однако поиски наиболее универсального метода наблюдений, применение которого дало бы достоверные данные о смещениях в оползневом массиве, продолжаются до сих пор.

Для правильной характеристики смещений в массиве оползневого склона наблюдения должны вестись на множестве пунктов, распределенных по глубине с достаточной частотой. Так как деформации в начальной стадии процесса очень невелики, наблюдения должны отличаться высокой точностью. В сочетании с наблюдениями за оползневыми смещениями на поверхности изучение деформаций в массиве оползня позволит выявить правильную картину динамики и механизма оползневого процесса.

В настоящей работе сделана попытка критически рассмотреть существующие методы изучения смещений в оползнях и дать рекомендации по их применению. В обзор включены также и методы, применяемые для изучения сдвижений горных пород в подрабатываемых горными выработками толщах и движения льда в теле ледника.

Методы изучения распределения оползневых смещений по глубине Е. П. Емельянова разделяет на две категории [4]. В первую категорию входят методы, позволяющие провести наблюдения лишь один раз. Таким является метод наблюдений за скважиной, заполненной отличным от окружающих грунтов материалом, деревянными или металлическими цилиндрами, отрезками труб и т. д. Наблюдения ведутся в этом случае путем раскапывания «реперов» по истечении достаточно длительного промежутка времени.

Несмотря на чрезвычайную наглядность этого способа, трудность доступа к объекту наблюдений (необходимость проходки часто глубоких шурфов) и, самое главное, однократность определения сильно снижают его ценность.

Ко второй категории Е. П. Емельяновой отнесены методы, позволяющие вести определение элементов смещений в оползневом массиве многократно. Многочисленные методы, выделенные по этому признаку (мно-

гие из которых предлагались авторами как универсальные) разделены нами на две большие группы четким определением сфер их применения: 1) методы, определяющие глубину расположения поверхности или зоны смещения и 2) методы, определяющие кинематику грунтов в массиве оползня (величину, направление и скорость перемещений различных точек в массиве) и пространственное положение поверхности или зоны смещения.

Методы, определяющие глубину расположения поверхности или зоны смещения

Одним из важных вопросов исследования оползней является определение глубины смещения. Для разрешения этого вопроса могут быть использованы методы, объединенные нами в первую группу.

а) Определение глубины смещения посредством полицилиндрических систем или гибких трубок

Е. П. Емельяновой рекомендован способ наблюдений за глубинными реперами—отрезками труб, помещенными в скважины. Наблюдения выполняются с помощью колонны буровых штанг, периодически опускаемых в скважину. Перемещение оползневых грунтов нарушает положение труб и спуск колонны штанг оказывается невозможным. По длине колонны устанавливается местонахождение сдвинувшегося отрезка трубы. Сходным с описанным является метод наблюдений за деформациями гибкой пластмассовой трубки или резинового шланга, пересекающего весь оползень (6, 11).

б) Определение глубины смещения «электрическими фиксаторами смещений»

Для определения глубины смещения в оползневом массиве Московской оползневой станцией применяется метод наблюдений за так называемыми «электрическими фиксаторами смещений» (6). Установка представляет собой систему тонких электрических проводов, опущенных в буровую скважину. Система состоит из осевого провода с присоединенными к нему через определенные интервалы отводами. При оползневом смещении происходит разрыв проводов на некоторой глубине. Поочередным включением в электрическую цепь каждого из отводов находится нарушенный участок системы, что определяет соответствующую глубину разрыва.

Описанные методы исследования оползней предназначены для определения весьма важных элементов оползневого смещения—возникновения процесса смещения и выделения области распространения деформаций в массиве оползневого склона. Однако необходимо отметить, что эти методы обладают одним существенным недостатком, это—небольшая точность измерения. Кроме того, конструкции указанных глубинных реперов позволяют определять расположение лишь верхней грани-

цы зоны смещения (или поверхности смещения), что делает малоприменимым применение этих методов для изучения оползней с широкой зоной смещения в глубине оползневого массива.

Для изучения глубинных оползневых смещений привлекаются также и геофизические методы исследований. В рассматриваемую группу включены сейсмический и акустический методы.

в) Сейсмический метод наблюдений

В настоящее время для ведения сейсморазведки малых глубин создана одноканальная микросейсмическая установка ОСУ-2, применяемая для нахождения зон деформаций в оползневом массиве (1). Установка позволяет вести визуальное наблюдение сейсмического сигнала и измерение времени пробега сейсмической волны между пунктами возбуждения и приема упругих колебаний. Этот метод применялся при изучении оползней Черноморского побережья Кавказа. При этом относительная точность определения глубины нарушений составляла 5—8%.

г) Метод прослушивания звуковых импульсов

Прослушивание звуковых импульсов, возникающих при образовании точечных разрушений и трещин в породах, как способ выявления оползневых деформаций и расположения зоны нарушений возможно как в жестких горных породах, так и в мягких грунтах. Исследования показали [7], что при возникновении нарушений в мягких породах регистрируемые звуковые импульсы менее резкие и продолжительные, чем в хрупких жестких породах.

Несмотря на несомненно положительный опыт использования сейсмического и акустического методов, их применение на оползнях должно производиться, на наш взгляд, очень осторожно ввиду возможности допущения значительных ошибок в определении рассматриваемых явлений. Так, сейсморазведкой определяются все нарушения, имеющиеся в пределах изучаемого участка независимо от их происхождения и времени возникновения. При прослушивании звуковых импульсов очень затруднительно установить точное местонахождение трещин и плоскостей скольжения. Применение сейсмического и акустического методов в настоящее время может быть рекомендовано лишь в комбинации с другими методами, уточняющими и дополняющими их.

Методы, определяющие кинематику грунтов в массиве оползня, и пространственное положение поверхности или зоны смещения

Во вторую группу объединены методы, позволяющие выявить ряд важных элементов смещения в оползневом массиве—распространение деформаций в глубине оползня, величину и скорость смещения, ход развития процесса смещения и др. Все эти методы основаны на наблюдениях за положением всевозможных глубинных реперов и наблюдатель-

ных устройств, отличающихся большим разнообразием в конструктивных формах и принципах работы.

Ниже рассмотрены некоторые наиболее примечательные конструкции наблюдательных устройств и глубинных реперов и описаны способы наблюдений.

а) Измерение перемещений при помощи тензометрических датчиков

Для изучения смещений оттаивающих грунтов на склонах, подверженных солифлюкции, Л. А. Жигаревым предлагается вести наблюдения с помощью прибора, названного им дифференциальным измерителем смещений [5]. Основание прибора закрепляется в устойчивых мерзлых грунтах. Смещающиеся массы оказывают давление на клапаны прибора, которые, вдвигаясь внутрь корпуса, деформируют электродатчики сопротивлений. Фиксация изменений сопротивлений в датчиках позволяет судить о величине давления грунта на клапаны, то есть о величине и скорости перемещений грунтов на различной глубине от поверхности.

Метод измерения перемещений посредством тензодатчиков применяется при изучении динамики солифлюкционных процессов, однако, учитывая сходство процессов пластического течения поверхностных накоплений на склонах и солифлюкационного течения, считаем вполне возможным применение указанного метода при исследовании оползневых деформаций поверхностных накоплений.

б) Периодические измерения искривлений ствола скважины

Изучение оползневых явлений показывает, что в большинстве случаев в начальной стадии оползневого процесса имеет место длительный период медленных деформаций без образования поверхностей скольжения. Указанное явление обычно предшествует фазе быстрых смещений, а нередко происходит и после этой фазы.

Для исследования подобных медленных оползневых смещений различными исследователями часто предлагается проведение наблюдений за искривлением ствола скважины. Необходимо отметить, что несмотря на многочисленные рекомендации, подобные измерения проводятся чрезвычайно редко и с малым успехом. Это объясняется отсутствием необходимого оборудования и точных приборов. Применяющиеся инклинометры с красящими жидкостями или кислотами неудобны и очень неточны.

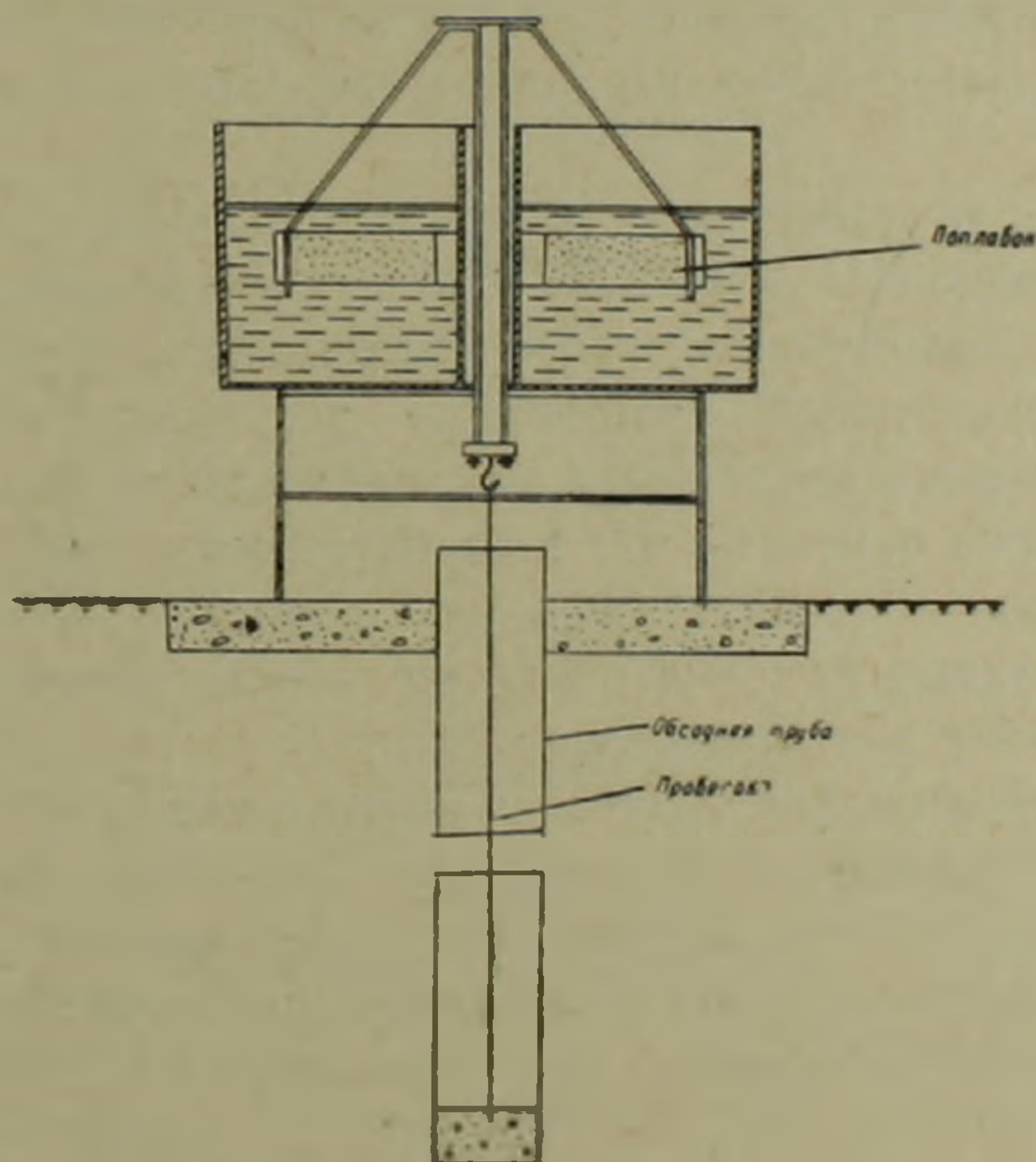
Наблюдения за искривлением ствола следует вести в скважинах, обсаженных гибкими трубами из пластических материалов (вполне возможна замена таких дорогостоящих в настоящее время труб толстостенными резиновыми рукавами). Большинство существующих систем инклинометров—гироскопических, маятниковых и др.—имеет достаточную точность измерений, но большая длина (свыше 1,5 м) делает невозможным опускание прибора при значительных углах искривления скважины.

С этой точки зрения мы считаем наиболее подходящим для измерения искривления ствола скважины на оползнях применение гироскопического датчика крена ДК-6М, выпускаемого отечественной промышленностью для нужд авиации. Гироскопический датчик позволит определить направление ствола (в вертикальной и горизонтальной плоскостях) немедленно по мере опускания в скважину. Технические данные прибора следующие: точность измерения зенитных углов $\pm 20''$; предел измерения зенитных углов $0-78^\circ$; диаметр прибора 150 мм, длина 228 мм (нормальное положение прибора, имеющего цилиндрическую форму, горизонтальное). Несколько большие габариты прибора потребуют бурения и обсадки специальных скважин диаметром 270—300 мм.

Определение деформаций ствола скважины, отражающих движение сползневых масс, производится с частотой, соответствующей темпу оползневого процесса. Такой способ изучения оползневых смещений в подготовительной стадии процесса при правильном оборудовании скважины (обсадка гибкими трубами) и применении точных инклинометров является весьма перспективным.

в) Измерение смещений при помощи поплавковых реперов

На оползнях такого же типа, как в предыдущем примере, могут быть рекомендованы для использования скважины с поплавковыми репера-



Фиг. 1. Поплавковый проволочный репер.

ми*. Впервые такие реперы для исследования оползневых деформаций были применены Институтом геологических наук АН Арм. ССР на оползнях Черноморского побережья.

* Реперы подобного типа применяются в геодезии при высокоточном нивелировании с целью определения вертикальных сдвижений в глубине массива.

Проволочный поплавковый репер состоит из антикоррозионной проволоки, закрепленной в забое скважины. Выведенный наружу свободный конец проволоки прикрепляется к поплавку, плавающему в кольцевой ванне с водой. Положение туго натянутой поплавком проволоки и устья скважины фиксируется путем геодезической привязки к поверхностной наблюдательной сети. При оползневом смещении происходит изменение пространственного положения проволоки и устья скважины. Сравнение начальных координат с координатами, полученными при последующих наблюдениях, позволит выявить величину, скорость и направление смещения в оползне на глубине и на поверхности. Анализ ряда поплавковых реперов, заложенных на различные горизонты, позволит определить глубину зоны смещения, скорость и величины смещений на различных глубинах и др. При правильной установке реперов, строго вертикальном положении скважин и их большом диаметре они могут стать точным инструментом для исследования деформаций в глубине оползня в начальной стадии развития.

г) Периодические определения положений магнитных и электрических реперов

Наблюдения за смещениями в массиве оползня часто рекомендуется осуществлять при помощи магнитных и электрических реперов, закладываемых на различные горизонты [8]. В дальнейшем местонахождение реперов определяется путем периодической съемки изолиний силовых полей.

Наблюдения за магнитными реперами проводятся при помощи магнитометра с поверхности. Очевидно, что при небольших смещениях точное определение положения каждого репера очень затруднительно из-за наложения силовых полей. Достоверные результаты о ходе развития оползневого процесса могут быть получены спустя длительное время. Необходимо также отметить, что этот метод может быть использован лишь на «мелких» оползнях, так как при глубоком заложении магнитных реперов обнаружение их невозможно из-за недостаточной чувствительности применяемых магнитометров.

При использовании электрических реперов каждый из них заряжается поочередно и становится возможным вести наблюдения непрерывно с момента закладки. Следует учесть, что при съемке силовых полей электрических реперов возможно искажение картины распределения силового поля вследствие анизотропности среды.

д) Изучение смещений посредством наблюдений за радиоактивными марками

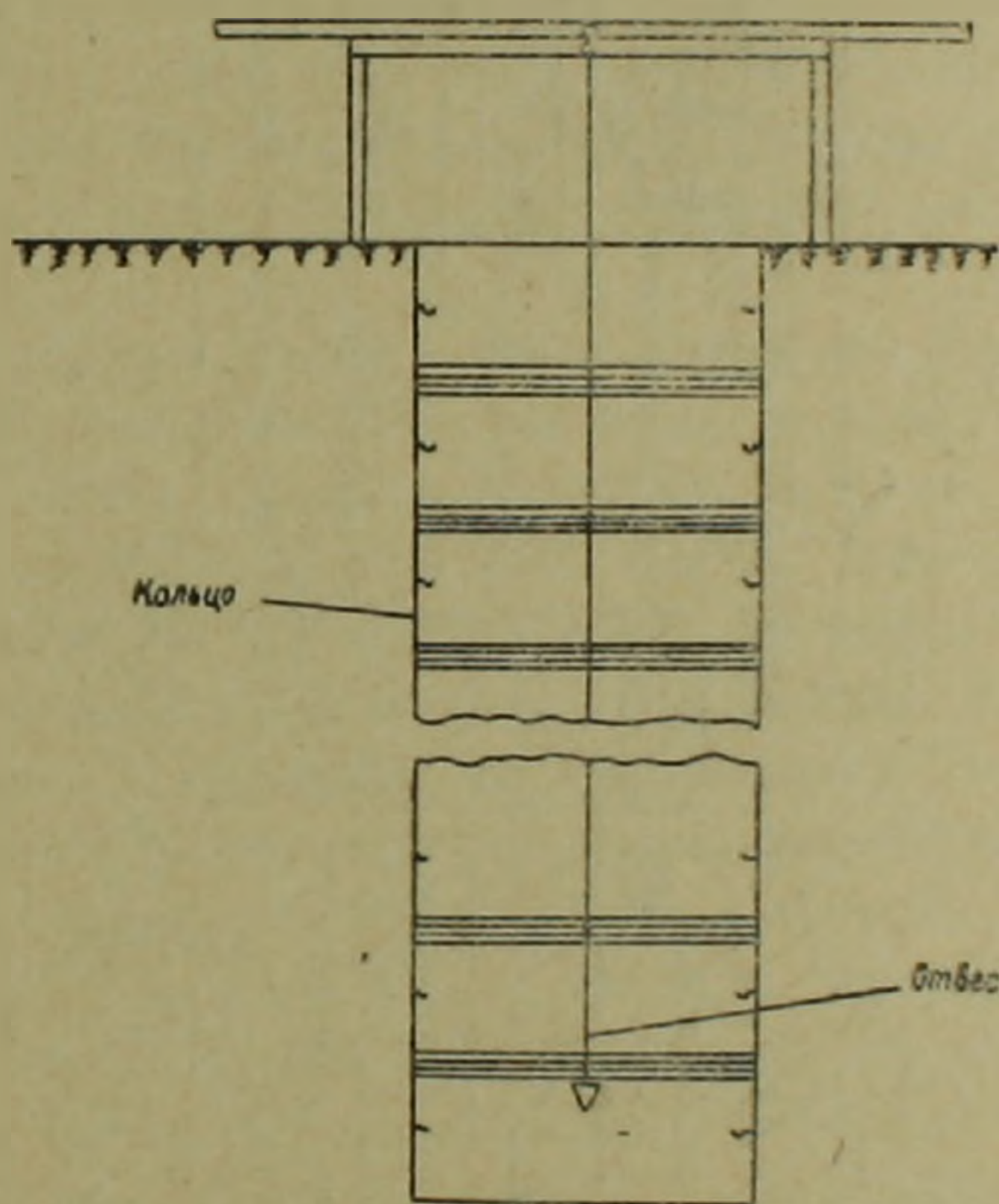
Н. Я. Денисовым и Г. А. Паушкиным [3] рассмотрены возможности применения гамма-локации для изучения процесса оползневого смещения на глубине. Ими использован принцип прямолинейного распространения гамма-излучений.

Источники гамма-излучений последовательно закладываются в буровую скважину через интервалы в 0,5—1,0 м. Их высотное положение фиксируется гамма-локатором, опускаемым в скважину, пробуренную параллельно первой. В дальнейшем, для определения положения радиоактивных источников, периодически пробуриваются две скважины на предполагаемом участке нахождения радиоактивных марок, в которые опускается локатор, и устанавливается их высотное и плановое положение.

Существенным недостатком этого метода является чрезвычайная сложность обнаружения марок после смещения и большой объем буровых работ, что отражается на эффективности применения.

е) Измерение смещений при помощи секционной обсадки шурфа

Для наблюдений за глубинными смещениями в оползневом массиве сооружаются специальные выработки круглого сечения диаметром 1,0—1,5 м, обсаженные бетонными или металлическими кольцами высотой 0,4—0,5 м, не имеющими жестких вертикальных связей [4]. Кон-



Фиг. 2. Секционная обсадка шурфа.

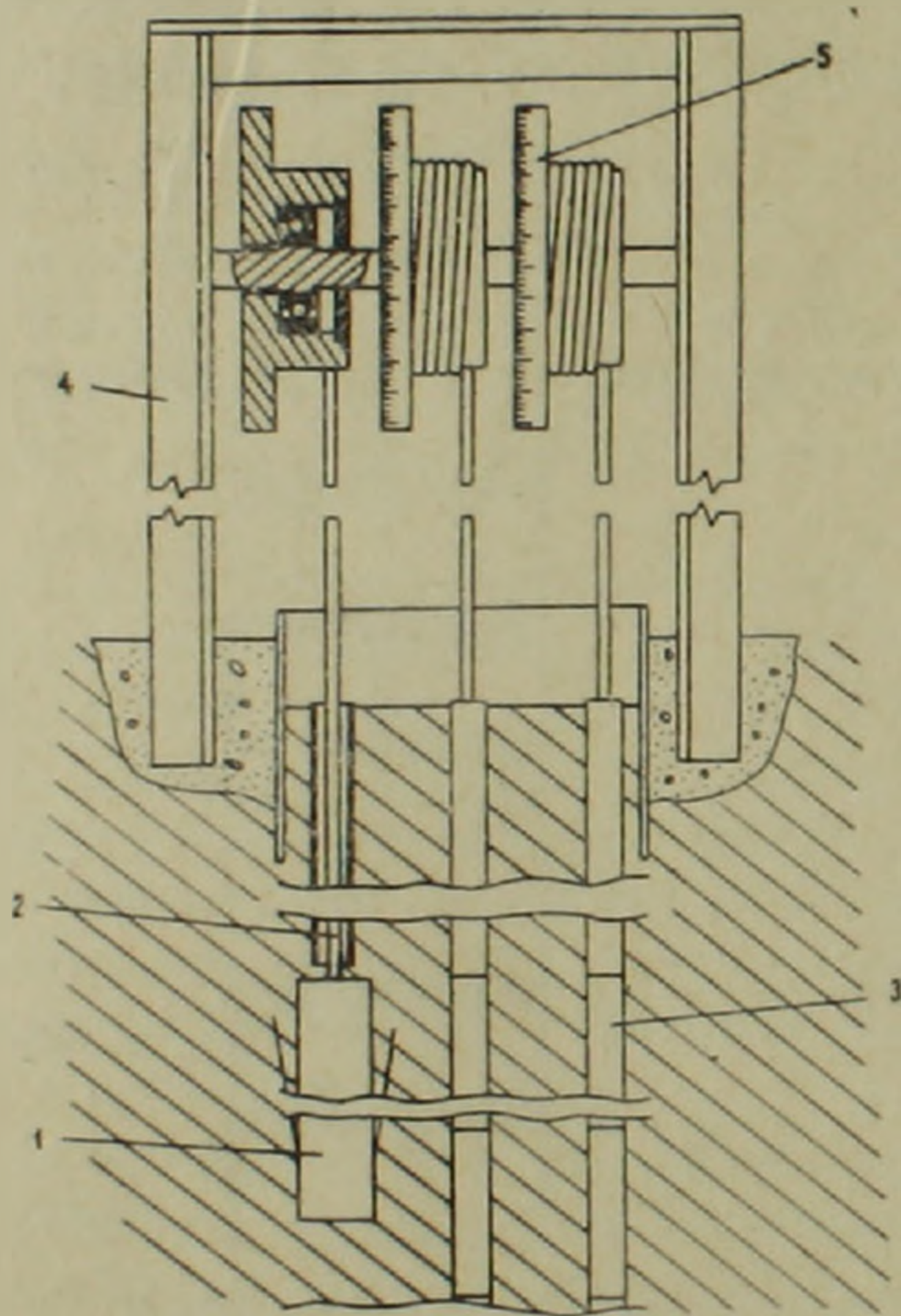
струкция установки позволяет кольцам, подчиняясь общему движению грунтов на оползневом склоне, свободно перемещаться относительно друг друга.

Этот метод применялся Институтом геологических наук АН Армянской ССР при изучении оползней Черноморского побережья. Наблюдения велись по способу, предложенному Г. И. Тер-Степаняном. Верхнее кольцо включалось в геодезическую сеть в качестве наблюдательной точки и устанавливались его точные координаты в каждом цикле наблюдений. При помощи отвеса определялись положения остальных колец

относительно верхнего. Сравнение результатов в разных циклах наблюдений позволило выявить глубину, направление и скорость смещения грунтов.

Слабой стороной этого метода является ограниченный срок службы установки; наблюдения прекращаются при величине смещения, равном радиусу колец, кроме того, невозможность проходки для наблюдательных целей выработок глубиной в несколько десятков метров делает неосуществимым изучение глубоких оползней. Следует также отметить затруднительность проведения наблюдений на участках с высоким уровнем грунтовых вод.

Ознакомление со всеми известными методами изучения глубинных деформаций подвижных масс и анализ их показали, что существующие методы не могут быть признаны полностью удачными и отвечающими требованиям универсальности. В большинстве своем они имеют ограниченное применение или же очень трудоемки и использование их часто сопряжено с большими сложностями. Эти обстоятельства убедили нас в



Фиг. 3. Глубинные реперы с выведенными на поверхность тросами. 1—репер, 2—трос, 3—предохранительная трубка, 4—монтажная рама, 5—блок со шкалой.

необходимости найти новое решение проблемы. Методика исследования глубинных оползневых смещений должна обеспечить легкость производства наблюдений, возможность измерений на различной глубине и в разных диапазонах, малую затрату средств и труда. Применяемые устройства должны отличаться простотой конструкций.

В качестве такого метода мы предлагаем метод, основанный на

принципе использования глубинных реперов с выведенными на поверхность тросами.

Методика изучения глубинных оползневых смещений посредством реперов с выведенными на поверхность тросами

Рекомендуемая установка является модификацией устройства, применяемого для измерения сдвижений в толще пород под влиянием горных выработок (9). Установка состоит из следующих основных частей: а) Репер—бетонный или металлический цилиндр, диаметром 40—50 мм и высотой 300—400 мм. Цилиндр снабжен металлическими пластинами-упорами, направленными под острым углом кверху. Упоры предназначены для точной фиксации репера в грунте. б) Гибкий стальной трос служит для соединения репера с поверхностью. в) Металлические трубки, диаметром 10—12 мм и длиной 500 мм. Реперный трос пропускается сквозь ряд трубок, служащих для предохранения троса от обжатия грунтов. (Металлические трубки рекомендованы лишь из соображения большей доступности, гораздо предпочтительнее замена металлических трубок пластмассовыми, учитывая их легкость и гибкость). г) Монтажная рама, служащая для крепления выведенных тросов и регистрирующего устройства. На раме смонтирована ось с блоками, посаженными на подшипниках.

Выведенные наружу тросы наматываются на блоки. Каждый блок снабжен измерительной шкалой с миллиметровыми делениями. Вращение блоков фиксируется по шкале, для увеличения сигнала периметр шкалы 1,5—2 раза больше периметра блока. Для облегчения отсчета блоки целесообразно снабдить счетчиками оборотов.

Установка реперов производится следующим образом. На забой буровой скважины, пройденной до необходимой глубины, опускается репер, закрепленный на тросе. Трос, пропущенный сквозь предохранительные трубки, закрепляется в натянутом состоянии таким образом, чтобы репер и отрезки трубок представляли собой вертикальную прямую линию. Обсадные трубы приподнимают над забоем, освобождая некоторую часть скважины от обсадки. Свободная от обсадки часть скважины заполняется измельченным грунтом и плотно утрамбовывается, тем самым репер оказывается прочно соединенным с окружающей породой. Далее, приподнимая обсадные трубы, таким же образом устанавливают второй и последующие реперы на необходимом расстоянии друг от друга. Предварительная обсадка и постепенное удаление обсадных труб необходимы для предохранения скважины от обрушения. В буровую скважину диаметром не более 150 мм рекомендуется закладывать группы по три репера, при увеличении диаметра скважины число реперов соответственно увеличивается. Нижний репер системы закладывается в устойчивом основании склона, остальные—распределяются таким образом, чтобы получить наиболее полные данные об элементах оползневого смещения. По окончании закладки реперов обсадные трубы

полностью удаляются. Над устьем скважины закрепляется монтажная рама с блоками. Свободные концы тросов наматываются на блоки, которые застопориваются специальными стопорами. Монтажная рама включается в наблюдательную геодезическую сеть в качестве наблюдательной точки, координаты которой устанавливаются в каждом цикле наблюдений.

При дифференцированном движении грунтовых масс в оползне реперы, установленные на различных горизонтах, перемещаются на различные величины. Передвижение тросов относительно рамы отражает смещение самого репера с окружающей породой и определяется при помощи меток, нанесенных на трос с интервалами 0,5 м, более маленькие величины (сантиметры и миллиметры) измеряются по шкале на блоке. Анализ передвижений тросов позволит определить величины и скорость смещений в вертикальном разрезе оползневого массива на различных горизонтах.

Применение предлагаемого метода дает возможность: 1) измерения смещения практически на любой глубине от поверхности, 2) измерений с достаточной точностью в любом диапазоне и 3) получения непрерывной во времени картины оползневых деформаций.

Следует, конечно, учитывать, что измеряемые величины сдвижения реперных тросов могут разниться от истинных величин смещения реперов из-за невозможности определения вертикальной и горизонтальной составляющих перемещения. Однако, это обстоятельство представляется нам несущественным ввиду того, что наблюдения за глубинными реперами будут контролироваться измерением перемещений поверхностных реперов. В такой комбинации наблюдений определение направления смещений не представляет большой сложности.

В настоящее время метод изучения смещений в массиве оползня глубинными реперами с выведенными на поверхность тросами проходит испытания на оползнях различных типов в Поволжье, Москве, на Северном Кавказе. Уже получены интересные результаты по наблюдениям за глубинными реперами на оползне в Одессе, уточнившие представления о механизме оползневого процесса [2].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 25.IX.1964.

Կ. Ա. ԳՈՒԼԱԿՅԱՆ

ՍՈՂԱՔԱՅԻՆ ԶԱՆԴՎԱԾԻ ՆԵՐՍՈՒՄ ՏԵՂԻ ՈՐՆԵՑԱԾ ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐԻ
ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐԸ

Ա. Մ. Փ. Մ. Փ. Մ. Փ.

Սողանքային երևույթների կոմպլեքսում խորրային տեղաշարժումների
բնույթի որոշումը հանդիսանում է ամենակարևոր հարցերից մեկը: Զնայած
այս հարցի ուսումնասիրությանը դրադվում են բավականին երկար ժամանակ,
սակայն մինչև այժմ չի գտնված որևէ մի ունիվերսալ մեթոդ, որի կիրառումը

թույլ տար սողանքների խորքում տեղաշարժերի մասին ճիշտ պատկերացում կազմել:

Ներկա աշխատանքում փորձ է արված քննարկել սողանքներում տեղաշարժերի ուսումնասիրությունների հայտնի մեթոդները և պարզել նրանց կիրառման հնարավորությունները:

Գոյություն ունեցող մեթոդները, որոնք թույլ են տալիս բաղմակի որոշել տեղաշարժման էլեմենտները սողանքային զանգվածում, բաժանվում են 2 մեծ խմբերի:

1. Մեթոդներ, որոնց օգնությամբ որոշվում են տեղաշարժման մակերևույթի կամ զոնայի դիրքի խորությունը. 2. մեթոդներ, որոնք որոշում են գրունտների կինեմատիկան սողանքի զանգվածում և տեղաշարժման մակերևույթի կամ զոնայի տարածական դիրքը:

Սողանքային զանգվածում տեղաշարժման ուսումնասիրության գոյություն ունեցող մեթոդների անալիզը համոզեց մեզ գտնել հարցի նոր լուծում, որը պետք է ասպահովի դիտումների հեշտ կատարում, հնարավորություն տա չափել դեֆորմացիաները տարբեր խորությունների վրա, ընդ որում ծախսել մինիմալ միջոցներ ու աշխատանք: Օգտագործվող սարքավորումները պետք է ունենան պարզ կոնստրուկցիա:

Իբրև այդպիսի ունիվերսալ մեթոդ մենք առաջարկում ենք մի մեթոդ, որը հիմնված է խորքային նիշերի (օժտված մետաղյա ճոպաններով, որոնք դուրս են բերված մակերես) օգտագործման սկզբունքի վրա:

Առաջարկվող մեթոդի կիրառումը հնարավորություն է տալիս՝ 1. տեղաշարժման չափումներ կատարել մակերեսից ցանկացած խորության վրա, 2. չափումներ կատարել ցանկացած դիապազոնով և 3. ստանալ սողանքների դեֆորմացիայի անընդհատ պատկերը:

Ներկայումս սողանքային տեղաշարժերի ուսումնասիրության այս մեթոդն օգտագործվում է տարբեր տիպի սողանքների վրա (Պովոլժիե, Մոսկվա և Օդեսա): Արդեն ստացված են հետաքրքիր արդյունքներ Օդեսայի սողանքի ուսումնասիրության ժամանակ, որոնց միջոցով ճշտվել է մեր պատկերացումը այդ սողանքի մեխանիզմի մասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Азими Ш. А., Огильви А. А. Опыт применения одноканальной сейсмической установки при инженерно-геологических исследованиях. Разведка и охрана недр, № 14, 1962.
2. Гулакян К. А. Опыт определения глубины и механизма оползневого смещения в Одессе. Автореферат доклада. Бюллетень Московского общества испытателей природы, № 3, 1964.
3. Денисов Н. Я., Паушкин Г. А. Применение гамма-локации для изучения динамики оползней потоков. Оползни и борьба с ними, Ставрополь, 1964.
4. Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. Гостгеолтехиздат, 1956.
5. Жигарев Л. А. Экспериментальное исследование скоростей движения грунтовых масс на солифлюкционных склонах. Труды Ин-та мерзлотоведения, т. № 16, 1960.
6. Кюнтцель В. В., Новиков П. А. Методика наблюдений за оползневыми смещениями с помощью глубинных реперов. Оползни и борьба с ними, Ставрополь, 1964.
7. Никитин С. Н. Опыт применения звукометрической станции для оценки устойчивости бортов карьеров. Изв. ВУЗ «Горный журнал», № 6, 1958.

8. Огильви А. А., Нетунахин В. И. К вопросу о возможностях применения геофизических методов разведки при изучении оползней. Вестник ЛГУ, № 5, вып. 3, 1954.
9. Петухов И. М. Некоторые новые методы и приборы для измерения сдвижения горных пород. Труды ВНИМИ, т. XXVII, 1953.
10. Perutz M. F. Direct measurement of the velocity distribution in a vertical profile through a glacier. I. Glaciol, 1950, v. № 7.
11. Rudberg S. Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. Geol. fören i Stockholm förhandl., 1958, 80, № 1.

ГЕОФИЗИКА

Р. С. МИНАСЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ ПОДЛАВОВОГО РЕЛЬЕФА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГЕГАМСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Известно, что территория Армянской ССР характеризуется широким развитием вулканических толщ, представленных лавами различного возраста и состава (третичные и четвертичные базальты, андезито-базальты, андезито-дациты и т. п.). Лавовые образования на больших площадях скрывают древний рельеф, в частности речные долины с приуроченным к ним мощными подземными потоками пресных вод.

Геофизические исследования, проведенные в Армении показывают, что при решении задач геологического картирования, особенно в районах, сложенных лавовыми покровами и потоками, существенную помощь может оказать электрический метод разведки.

В настоящей статье рассматриваются некоторые результаты электроразведочных работ, выполненных методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), в северной части Гегамского вулканического нагорья.

Район геофизических исследований покрыт в основном сплошным чехлом четвертичных андезито-базальтов и базальтов. Древние породы, за исключением района с. Верх. Раздан, нигде не обнажаются. Предполагается, что четвертичные лавы подстилаются долеритовыми базальтами, глинисто-песчанистой толщей и туфобрекчиями эоцена.

Благодаря трещиноватости эффузивного комплекса большая часть выпадающих здесь осадков проникает вглубь и проходит по поверхности древнего подлавового рельефа, который в то же время служит региональным водоупором для всей территории. Следовательно, сведения о строении и морфологии подлавового рельефа представляют особый интерес не только для геологической, но и для гидрогеологической характеристики рассматриваемого района.

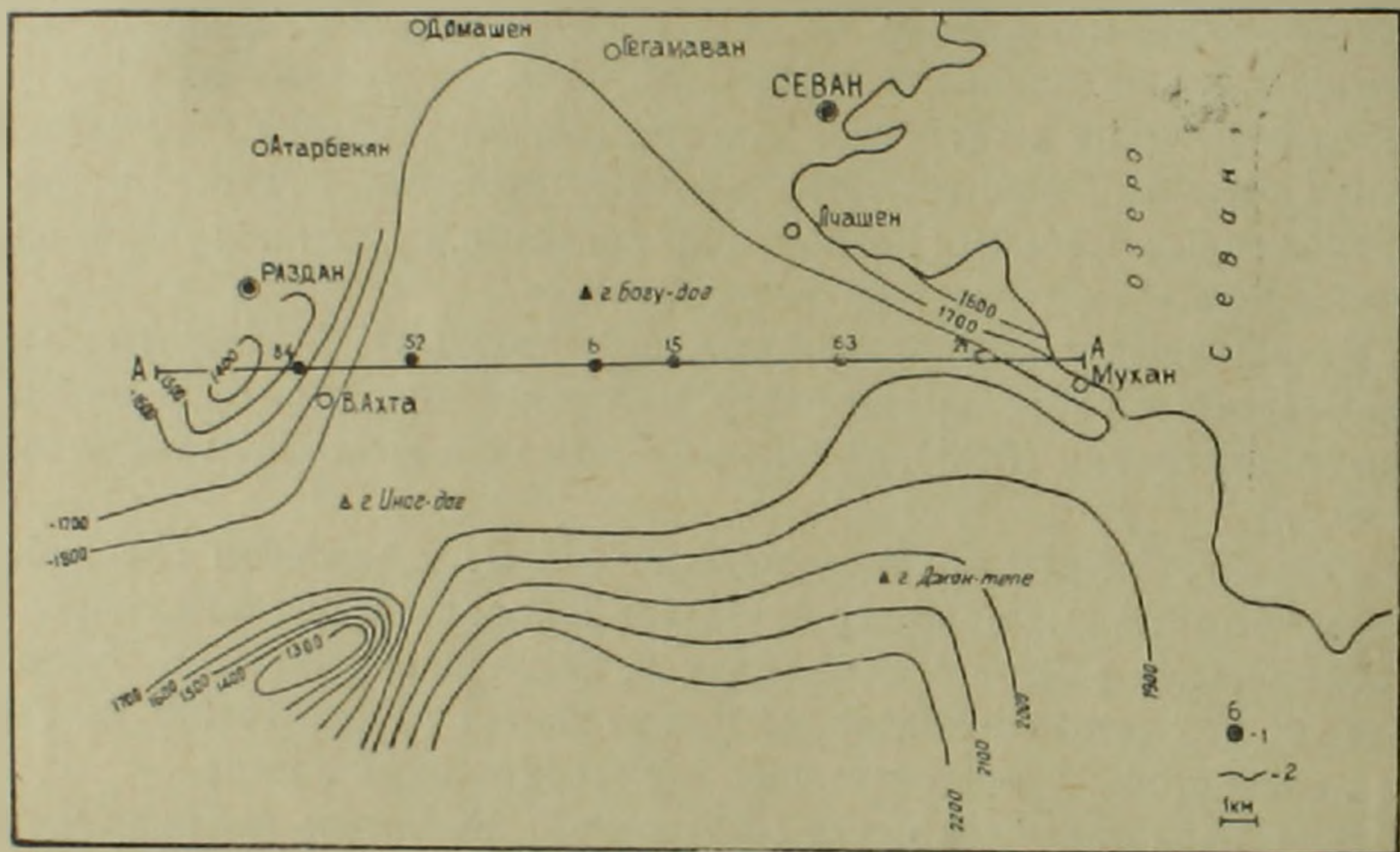
Картирование древнего рельефа Гегамского хребта методом ВЭЗ сводилось к определению глубин залегания электрически различных горизонтов. Проведенные исследования показали, что геоэлектрический разрез северной половины хребта является многослойным: кривые электроразведки относятся к четырех-, и пятислойным типам АК ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 \gg \rho_4$), АКQ ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 > \rho_5$).

В самой северной части района (севернее шоссе и дороги гор. Раздан—гор. Севан) получены шестислойные кривые типа АКQH ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 > \rho_5 < \rho_6$).

На основании совместного анализа результатов бурения, каротажа скважин и параметрических кривых ВЭЗ установлена следующая связь между электрическими и стратиграфическими горизонтами.

Первый горизонт с электросопротивлением ρ_1 до 100 омм представлен современными озерными, аллювиальными и прочими рыхлыми образованиями, второй горизонт с ρ_2 300—1000 омм—ошлакованными, выветрелыми лавами, третий горизонт с ρ_3 в среднем 3000 и 6500 омм—базальтами, андезито-базальтами, четвертый горизонт с ρ_4 200—400 омм—порфиритами, туфобрекчиями, и наконец, пятый горизонт—с ρ_5 до 20 омм—песчано-глинистыми образованиями. Стратиграфическая принадлежность шестого высокоомного горизонта из-за отсутствия глубоких буровых скважин не установлена.

На основании качественной и количественной обработки кривых электрозондирования построены геолого-геофизические карты и разре-



Фиг. 1. Схематическая карта подлавого рельефа северной части Гегамского хребта. 1—точка ВЭЗ и их номера (по линии АА), 2—изолинии подошвы лав по данным ВЭЗ (м.)

зы. На фиг. 1 приведена одна из таких карт—схематическая карта подлавого рельефа участка работ. Она составлена в результате определения мощностей вулканических образований по кривым ВЭЗ*.

По геофизическим данным морфология погребенного рельефа района представляется следующим образом. Под выпуклым щитом северной части Гегамского нагорья располагается наклонное к северу плато, сложенное, исходя из величины электросопротивления, песчано-глинистыми породами, порфиритами и туфобрекчиями.

Абсолютная отметка поверхности подлавого фундамента изменяется в следующих пределах.

* Вопросы, связанные с методикой интерпретации кривых зондирования являются предметом специальной статьи и в настоящей работе не рассматриваются.

В самой южной части района, южнее линии гг. Инаг, Джан, отметка равна 2200 м; в направлении на север она уменьшается и доходит до 1800 м. Эта отметка остается почти постоянной до линии сс. Ддмашен—Гегамаван.

Северо-западнее с. Верх. Раздан, в сторону долины р. Раздан, долаговая поверхность с отметки 1800 м падает до 1400 м, т. е. в этом направлении древний рельеф понижается. Другой аналогичный участок наблюдается южнее горы Инаг; здесь отметка подлавого субстрата понижается с 1800 м до 1300 м. При таком характере палеорельефа мощность вышележащих лав изменяется так: западнее гор. Камо она равна 50—70 м, далее на северо-запад с появлением молодых лавовых потоков, их мощность увеличивается и в районе г. Джан достигает 250—300 м. Мощность лав еще больше увеличивается в сторону г. Богу, доходя до 350—400 м, севернее от нее она постепенно уменьшается до первых десятков метров.

Максимальная мощность лав около 650 м получена южнее г. Инаг.

Характер изменения мощности лавовых образований и палеорельефа в направлении с запада на восток (по линии АА, фиг. 1) можно видеть на геолого-геофизическом разрезе, приведенном на фиг. 2.



Фиг. 2. Геолого-геофизический разрез по результатам интерпретации ВЭЗ (линия АА), Гегамский хребет. 1—дневная поверхность и точки ВЭЗ; 2—вулканические породы; 3—кровля подлаговых отложений.

Рассмотрим вопрос о возможных путях движения подземных вод. Судя по древнему рельефу северной части Гегамского нагорья в плане подладовый водораздел не совпадает с современным гипсометрическим водоразделом и смещен к востоку, имея СЗ—ЮВ простирание.

По морфологии площадей, расположенных западнее и восточнее древнего водораздела, основная часть северных склонов Гегамского нагорья должна быть отнесена к подземному бассейну р. Раздан.

Морфология и строение древнего рельефа на участке сс. Мухан—Лчашен благоприятствуют образованию фильтрационного потока из озера Севан, так как здесь размытая долаговая поверхность имеет абсолютную отметку 1700 м, т. е. ниже уровня озера примерно на 200 м (урез оз. Севан в настоящее время находится на отметке около 1904 м). Фильтрующий подземный поток, двигаясь на северо-запад и смешиваясь с инфильтрующимися водами хребта, выклинивается как на левом берегу р. Раздан, так и проходит под рекой и разгружается на ее правом

берегу в виде мощных родников (Макраванские родники). Подземным водам Севана нет путей на запад и юг, так как поверхность водоупорных пород в этих направлениях всюду выше уровня озера и имеет абсолютные отметки, порядка 2200 м.

Подземные воды самого хребта должны в основном разгружаться в бассейн р. Раздан; в этом направлении наблюдаются самые низкие отметки поверхности водонепроницаемых пород (1400—1300 м). Часть же этих вод поступает в северо-западный район бассейна оз. Севан в водосборный бассейн, ограниченный населенными пунктами гор. Севан, сс. Гегамаван, Лчашен, Мухан.

В заключении отметим, что скважины, пробуренные в северной части Гегамского хребта, как во время проведения геофизических исследований, так и впоследствии, полностью подтверждают величины мощностей вулканических образований, вычисленные по кривым ВЭЗ, а также построенные геолого-геофизические карты и разрезы. Расхождение мощностей определенных по интерпретации данных электроразведки и по данным бурения не превышает 10%.

Государственный производственный
геологический комитет Ариянской ССР
Геофизическая экспедиция

Поступила 7.IX.1964.

Թ. Ս. ՄԻՆԱՍՅԱՆ

ՆՈՐ ՏՎՅԱԼՆԵՐ ԳԵՂԱՄԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ՍԱՐԱՀԱՐԹԻ ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ՄԱՍԻ ԵՆԹԱԼԱՎԱՅԻՆ ՌԵԼԵՖԻ ԲԵՈՒՅԹԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. մ փ ո փ ո լ մ

Գեոֆիզիկական ուսումնասիրությունները, որոնք կատարված են Հայաստանում, ցույց են տալիս, որ հրաբխային ապարներով ծածկված շրջաններում երկրաբանական և հիդրոերկրաբանական շատ հարցեր կարելի է լուծել էլեկտրահետախուզության մեթոդով: Որպես օրինակ, հոգվածում բերվում են Գեղամա հյուսիսային մասում կատարված էլեկտրահետախուզական աշխատանքների արդյունքները: Դրանց հիման վրա կառուցված են մի շարք երկրաբանական-գեոֆիզիկական բարտեզներ և կտրվածքներ, այդ թվում ենթադրյալային ռելեֆի բարտեզը և տեղանքի արևմուտք-արևելք ուղղությունով կտրվածքը (նկ. նկ. 1, 2):

Ստացված արդյունքները ցույց են տալիս, որ Գեղամա սարահարթի հյուսիսային մասի շորրորդական լավաների տակ տարածված են երրորդական նստվածքներ, որոնք ներկայացված են ավազա-կավային, պորֆիրիտային և տուֆորեկչային ապարներով: Այդ ապարները միևնույն ժամանակ կազմում են տերիտորիայի ռեգիոնալ ջրամերժ հորիզոնը: Ենթադրյալային ռելեֆը Գեղամա լեռնաշղթայի հյուսիսային մասում իրենից ներկայացնում է դեպի հյուսիս թեքված մակերևույթ: Նրա բացարձակ բարձրությունը փոփոխվում է հետևյալ կերպ: Ինագ — Ջան սարերից հարավ նա ունի 2200 մետր բարձրություն, դեպի հյուսիս այն հասնում է 1800 մետրի և մնում անփոփոխ մինչև Դղմաշեն-Գեղամական գյուղերի շրջազայրը:

Վերին Հրազդան գյուղից հյուսիս արևմուտք՝ դեպի Հրազդան գետի հովիտը, մինչև վային մակերևույթը 1800 մետրից ցածրանում է մինչև 1400 մետր, այսինքն՝ այս ուղղությամբ հին ռելիեֆում ունենք ցածր տեղամաս։ Այդպիսի տեղամաս նկատվում է նաև Ինազ սարից հարավ. այստեղ պակսոճիկներ 1800 մետրից իջնում է մինչև 1300 մետրի։

Էրեկտրահետախույզությունը ցույց է տալիս, որ ենթավային ռելիեֆի այդպիսի փոփոխության դեպքում լավաների հզորությունը փոխվում է 50—70 մետրից մինչև 350—400 մետր։ Ամենամեծ հզորությունը, որը կազմում է 650 մետր, նկատվում է Ինազ սարից հարավ։ Կատարված ուսումնասիրությունների հիման վրա արվում են մի շարք հիդրոերկրաբանական հզրակացություններ։

ГЕОФИЗИКА

Г. В. ГАБРИЕЛЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОКАРОТАЖА В ОКТЕМБЕРЯНСКОМ
И ПРИЕРЕВАНСКОМ РАЙОНАХ АРМЯНСКОЙ ССР

Введение

В настоящей статье описываются методика и техника, проведения скважинных наблюдений в двух глубоких скважинах, расположенных в Октемберянском и Приереванском районах и полученные результаты по этим наблюдениям.

До 1961 г. на территории Армянской ССР сейсмокаротажные работы не проводились. Между тем из практики известно, что для надежной и однозначной геологической интерпретации результатов сейсморазведочных работ знание законов изменения скоростей распространения упругих колебаний в земной коре имеет первостепенное значение.

Для построения разрезов сейсмических профилей как в методе преломленных волн, так и в методе отраженных волн необходимо иметь представление о характере изменения средних скоростей разреза с глубиной.

Наиболее точное определение значений средних скоростей осуществляется при помощи сейсмокаротажа глубоких скважин. Результаты сейсмокаротажных наблюдений используются прежде всего для построения осредненной кривой средней скорости (график изменения средней скорости с глубиной) и карт распределения средних скоростей [2]. Осредненная кривая средней скорости служит основанием для построения сейсмических разрезов.

Наблюдения в глубоких скважинах (результаты сейсмокаротажа) используются также для непосредственного решения разведочных задач, например: определение формы соляных ядер при помощи скважинных наблюдений, независимо от углов наклона поверхности соли [3], определение положения поверхности погребенной геологической структуры произвольной формы, отличающейся от окружающей среды скоростью распространения упругих колебаний [4]. На наш взгляд, весьма важное и решающее значение могут иметь данные сейсмокаротажа при изучении и оконтуривании рудных тел. И, наконец, результаты сейсмокаротажа (пластовые скорости) могут быть использованы при корреляции геологических границ, как используются данные электрокаротажа (электрические репера).

Обычно, при проведении сейсморазведочных работ на новых площадях в первую очередь изучается скоростная характеристика разреза путем проведения сейсмокаротажа в имеющихся глубоких скважинах.

Известны случаи, когда на площади исследований были пробурены специальные скважины для проведения скважинных наблюдений с целью уверенной стратификации сейсмических горизонтов, построенных методами сейсморазведки.

Общим недостатком проведенных сейсморазведочных исследований на территории Армянской ССР в 1951—63 гг. следует считать отсутствие должного внимания к сейсмокаротажным работам. Несмотря на наличие в районах сейсморазведочных работ большого количества глубоких скважин, сейсмокаротажные наблюдения проведены лишь в двух скважинах. Одна из них № 2-р, расположена в Октемберянском районе (Кара-кала), вторая № 5-р—в Приереванском районе (Птгни). Скважина № 2-р была прокаrotирована до глубины 1200 м, № 5-р—до глубины 1650 м.

1. Геологический разрез скважин №№ 2-р и 5-р

Разрез скважины № 2-р (Герань—совхоз) представлен сверху покровом четвертичных базальтов, мощностью 300 м, непосредственно под которыми залегают песчано-глинистые образования верхнего сармата, мощностью порядка 75 м. Ниже залегают отложения среднего сармата, представленные сверху гипсоносно-соленосными отложениями, мощностью 300 м (от 375—до 675 м), под которыми залегают песчано-глинистые образования (красноцветная толща), мощностью порядка 800 м; отложения нижнего сармата представлены глинами.

В разрезе скважины № 5-р принимают участие сверху четвертичные базальты, мощностью 70 м, под которыми залегают глинистые образования нижнего сармата, мощностью 190 м. Ниже разрез представлен соленосногипсоносными образованиями среднего миоцена, внутри которых имеются многочисленные пропластки глини и песчаников. Отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена, залегающие под соленосно-гипсоносными образованиями, представлены песчаниками и глинами с включениями галечников, ниже которых залегают песчано-глинистые образования нижнего и среднего олигоцена, под которыми вскрыты песчаники верхнего эоцена.

2. Методика и техника наблюдений

а) Производство взрывов

Взрывы производились в скважинах, глубиной 20—25 м, расположенных на расстоянии 50—60 м от устья каротируемой скважины. Из-за неустойчивости разреза, взрывные скважины обсаживались. Каждая из обсаженных взрывных скважин выдерживала 8—10 взрывов. При каротаже скважины № 2-р было пробурено 6 скважин, а наблюдения сква-

жины № 5-р потребовали пробурить всего 5 взрывных скважин. Взрывы производились при полной закупорке заряда, осуществляемой путем заливки в скважину глинистого раствора или технической воды после опускания в скважину заряда. В зависимости от глубины нахождения скважинного сейсмоприемника, величина заряда менялась в пределах 0,2—10 кг.

При переходе от одной взрывной скважины к другой для данного положения скважинного сейсмоприемника обязательно повторялся взрыв в новой скважине. Взрывные скважины располагались на расстоянии 5—10 м друг от друга.

б) Контрольные сейсмоприемники

Для контроля стабильности условий наблюдений и отметки момента взрыва, на поверхности были установлены контрольные сейсмоприемники.

С целью контроля за глубиной взрыва, возле взрывной скважины, на расстоянии 1—1,5 м от ее устья, устанавливался контрольный сейсмоприемник, который перемещался при изменении положения пункта взрыва. Для контроля за отметкой момента взрыва, на расстоянии 200 м от устья каротируемой скважины, была установлена группа из двух сейсмоприемников. С этой же целью, на расстоянии 150 м от устья каротируемой скважины, была установлена вторая группа из 5-ти сейсмоприемников, расставленных по профилю через 5 м.

в) Параметры аппаратуры, технические условия производства наблюдений

Регистрация взрывов осуществлялась стандартной сеймостанцией СС-24П. Скважинный сейсмоприемник СИС-49 при помощи каротажного кабеля опускался в каротируемую скважину до доступной глубины. После регистрации взрыва на данной глубине, скважинный сейсмоприемник, с помощью каротажного подъемника, подымался на 25—50 м вдоль ствола скважины и регистрировался следующий взрыв. Для надежности записи скважинный сейсмоприемник подключался на входы двух усилителей, один из которых работал при широкой полосе пропускания (открытый вход), а второй при оптимальной фильтрации. Чувствительность усилителей была оптимальной [4]. Каналы, соответствующие второй группе сейсмоприемников (расставленные по профилю), работали при включенном АРУ, без сместителя. Остальные каналы работали при выключенных АРУ, ПАРУ и сместителя. Наблюдения в скважинах производились через 25—50-метровые интервалы.

Для обеспечения высокой точности определения времени взрыва, отметка момента взрыва осуществлялась петлевым способом. Дело в том, что есть и другие способы передачи отметки момента взрыва. В современных взрывных устройствах, придаваемых сейсмическим станциям,

передача отметки момента взрыва осуществляется по телефонной линии через взрывную машинку. На сейсмограммах отмечается момент перегорания мостика электродетонатора. Так как практически мостики электродетонаторов по сопротивлению отличаются, происходит запаздывание во времени между разрывом мостика электродетонатора и взрывом заряда примерно на 0,004—0,002 сек. (в зависимости от сопротивления мостика электродетонатора). Это приводит к затруднениям при точной увязке материалов и снижает качество их обработки.

Во избежание снижения точности передачи отметки момента взрыва применяют петлевой способ, заключающийся в следующем: на заряд взрывчатого вещества надевается петля из взрывного провода, присоединяемая к специальной двухпроводной моментной магистрали, концы которой (выход) присоединяют к телефонной линии, идущей на сейсмостанцию.

При проведении сейсмокаротажа в обеих скважинах соблюдались требования производства геофизических наблюдений в скважинах, в частности, во избежание застревания скважинного сейсмоприемника и каротажного кабеля при затяжных взрывах, каротажный кабель через каждые 10—20 м подымался и опускался на 15—20 м (расхаживался).

С целью точной увязки получаемого материала непосредственно при проведении скважинных наблюдений составлялся вертикальный годограф. Это давало возможность корректировать наблюдения и повторять те записи, которые вызывали сомнения.

3. Методика интерпретации

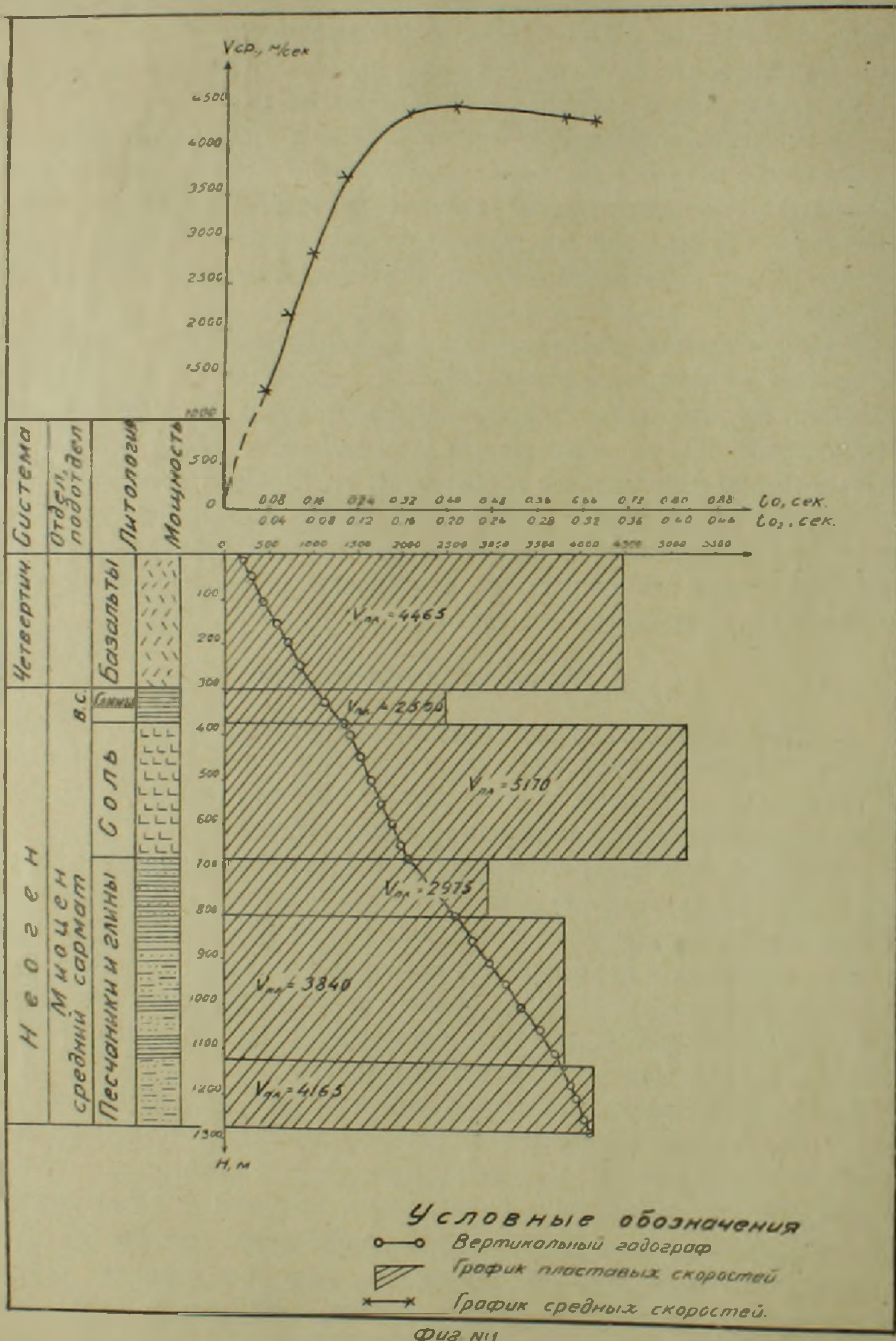
Интерпретация данных сейсмокаротажа проводилась в соответствии с действующими инструкциями. В задачу настоящей статьи не входит описание техники обработки материала. Отметим лишь то, что оформление документации не выходило за рамки требований.

При обработке материала вводились следующие поправки: поправка за отметку момента взрыва путем сопоставления показаний контрольных сейсмоприемников, установленных на различных расстояниях от устья взрывных и каротируемой скважин, поправка за глубину взрыва. После внесения поправки за отметку момента взрыва и исключения погрешностей было осуществлено приведение времен к единой глубине взрыва с учетом соответствующей поправки.

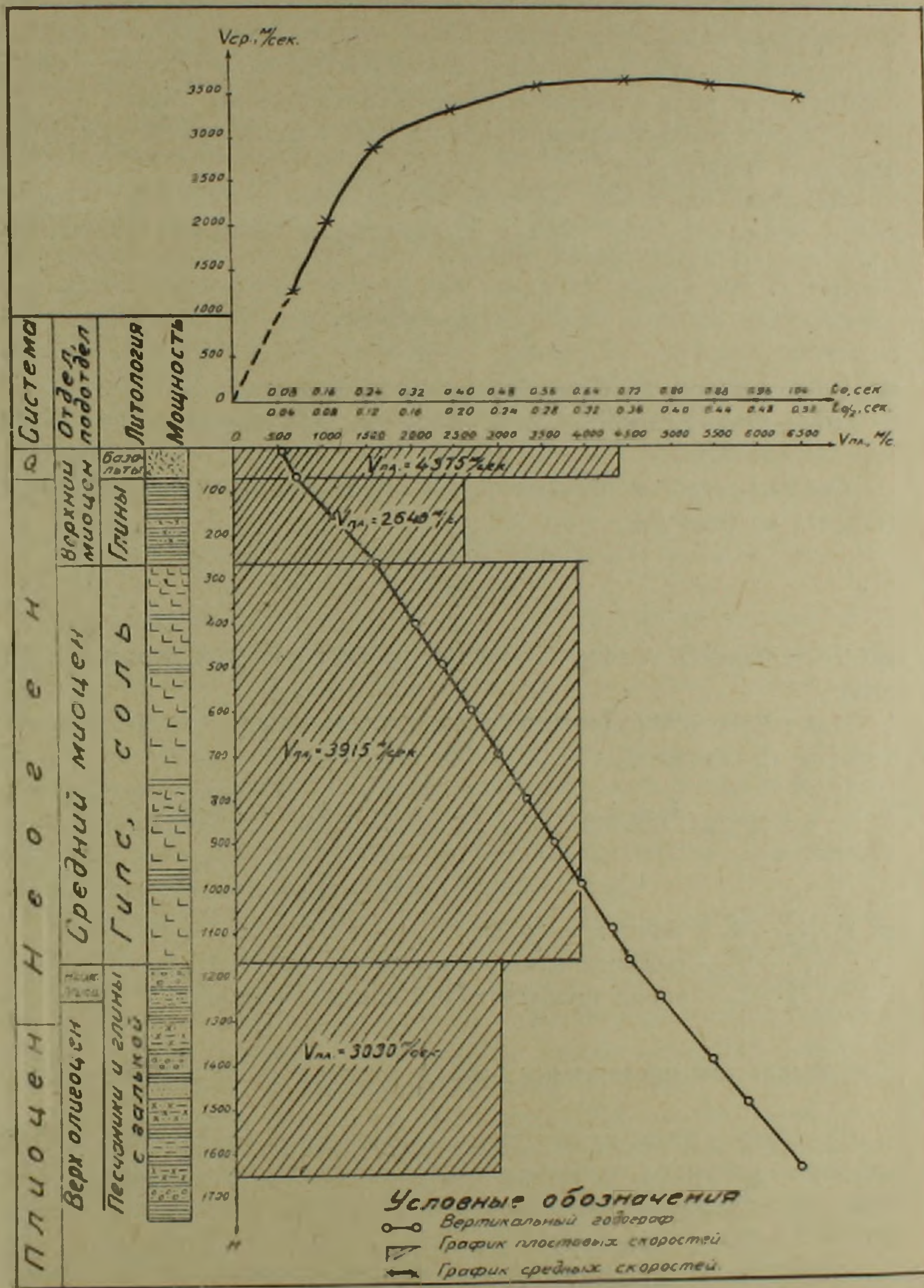
Поправка за разность высот; так как в процессе наблюдений глубины погружений скважинного сейсмоприемника отсчитывались от уровня стола ротора, а вычисление скоростей должно осуществляться от забоя взрывной скважины, то вносились поправки за разность высот по формуле: $H_1 = H + a - h_0$, где H_1 — приведенная глубина от забоя взрывной скважины, H — измеренная глубина погружения сейсмоприемника, a — превышение пункта взрыва относительно стола ротора, h_0 — глубина проведения взрыва [2].

После внесения указанных поправок были построены вертикальный годограф, графики средних и пластовых скоростей [фиг. 1, 2].

Г Р А Ф И К И СЕЙСМОКАРОТАЖА СКВАЖИНЫ 2_р (Терань - совхоз)



Г Р А Ф И К И С Е Й С М О К А Р О Т А Ж А С К В А Ж И Н Ы 5-р (ТМГНЦ)



Фиг. № 2

Основанием для вычисления пластовых скоростей служит вертикальный годограф, построенный по скважинным наблюдениям для каждой скважины. Как видно из графиков, вертикальный годограф представляет собою ломаную линию, прямолинейные отрезки которой имеют определенную длину и угловой коэффициент. Интервал глубин, соответствующий каждому прямолинейному отрезку вертикального годографа, характеризуется постоянным значением скорости распространения в нем упругих волн и рассматривается как однородный пласт.

Скорость распространения упругих волн в таком пласте называется пластовой скоростью $V_{пл}$.

Величина пластовой скорости определяется по угловому коэффициенту прямолинейного участка вертикального годографа по формуле [1]:

$$V_{пл} = \frac{\Delta H_i}{\Delta t_i},$$

где ΔH_i — разность глубины вдоль ствола скважины.

Δt_i — приращение времени пробега, соответствующее глубине ΔH_i .

Средние скорости для верхней толщи (базальты), согласно [2] определялись по формуле:

$$V_{ср} = \frac{H}{t_0},$$

где H — мощность толщи, t_0 — время пробега упругой волны в этой толще.

Для второй и последующих толщ средние скорости вычислялись по формуле (согласно [1]):

$$V_{ср} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{V_1} + \frac{h_2}{V_2} + \dots + \frac{h_n}{V_n}},$$

где $h_1, h_2, \dots, h_n$ — мощности толщ,

$V_1, V_2, \dots, V_n$ — соответствующие им скорости,

$t_1, t_2, \dots, t_n$ — время пробега волны в каждом пласте.

4. Результаты проведенных работ и их практическое применение

Конечным итогом проведенных скважинных наблюдений явилось построение впервые в условиях республики объединенных графиков вертикального годографа, графика средних и пластовых скоростей по скважинам 2-р (фиг. 1) и 5-р (фиг. 2).

а) Результаты скважинных наблюдений скважины № 2-р. По данным глубокого бурения разрез скважины № 2-р представлен сверху вниз от 0 до 300 м базальтами, от 300 до 375 м глинами, от 375 м до 675 м соленосно-гипсоносными образованиями, а ниже — чередованием глин и пес-

чаников различной плотности. Такая дифференциация разреза весьма четко подчеркивается данными скважинных наблюдений. Как видно из графика пластовых скоростей, базальтовому покрову, мощность которого достигает 300 м, соответствует пластовая скорость 4465 м/сек, слою глины и песчаников — пластовая скорость 2500 м/сек, мощной толще соленосно-гипсоносных образований соответствует пластовая скорость 5170 м/сек, толще глин — пластовая скорость 2975 м/сек, глинистым песчаникам, имеющим большую плотность чем глины, соответствует и большая пластовая скорость—3840 м/сек. Интересным является то обстоятельство, что ниже подошвы соленосных образований пластовые скорости закономерно возрастают. Это объясняется возрастанием плотности с глубиной. Кривая средних скоростей (верхний график фиг. 1) показывает на резкое увеличение средних скоростей до времени 0,24 секунды, далее до времени 0,48 сек градиент увеличения средних скоростей уменьшается, а начиная с 0,48 сек кривая показывает на незначительное уменьшение средних скоростей с глубиной. Резкое возрастание средних скоростей в начальной части кривой связано с наличием в верхней части разреза высокоскоростных толщ базальтов и соли.

б) Результаты скважинных наблюдений скважины № 5-р

Разрез скважины № 5-р, по данным глубокого бурения, сверху вниз представлен от 0 до 70 м базальтами, от 70 до 260 м чередованием глин и песчаников, от 260 м до 1160 м соленосно-гипсоносной толщей, ниже чередованием глин и песчаников. Как видно на графике (фиг. 2), слою базальта соответствует пластовая скорость 4465 м/сек, глинистой толще — пластовая скорость 2640 м/сек, соленосно-гипсоносной толще пластовая скорость 3915 м/сек, глинистым песчаникам — пластовая скорость 3030 м/сек. К сожалению, ниже 1550 м не удалось прокаротировать эту скважину из-за ее аварийного состояния.

Сравнивая графики пластовых скоростей по двум скважинам, можно отметить их сходство. Значения пластовых скоростей, соответствующие базальтовому покрову, глинистой, песчано-глинистой толщам, примерно одинаковы. Отличаются значения пластовых скоростей соленосно-гипсоносных образований. Такое отличие можно объяснить наличием в толще соленосно-гипсоносных образований скважины 5-р множества маломощных пропластков глин и песчаников относительно малой плотности, уменьшающих суммарную плотность среды, вследствие чего занижается значение пластовой скорости. При уменьшенном шаге наблюдений (15—20 м) можно было выявить дифференциацию пластовых скоростей, вызванную наличием указанных пропластков.

Кривая изменения средних скоростей скважины № 5-р (верхний график, фиг. 2) по форме несколько отличается от кривой скважины № 2-р.

Но характер изменения средней скорости с глубиной такой же. Обе кривые показывают на резкое увеличение с глубиной средних скоростей

в верхней части разреза, плавное увеличение—в средней части разреза и постепенное, небольшое уменьшение значения средних скоростей в нижней части разреза.

Результаты скважинных наблюдений используются, в первую очередь, при построении разрезов сейсмических профилей. Графики пластовых скоростей используются для стратиграфической привязки построенных разрезов к геологическим границам, т. е. помогают при геологической интерпретации полученного сейсмического материала в данном районе.

Государственный производственный
геологический комитет Армянской ССР

Поступила 10.III.1964.

Գ. Վ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՍԵՅՍՄՈՎԱՐՈՏԱԺԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ ՀՍՍՌ-Ի ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ԵՎ ՄԵՐՋԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆՆԵՐՈՒՄ.

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում նկարագրված է հորատանցքերի դիտարկումների մեթոդիկան և տեխնիկան Հոկտեմբերյանի և Մերձերևանյան շրջաններում գտնվող երկու խոր հորատանցքերում:

Հորատանցքերի դիտարկումների շնորհիվ ռեսպուբլիկայի պայմաններում առաջին անգամ կազմված են միադյալ ուղղաձիգ գոգոգրաֆի միջին և շերտային արագությունների գրաֆիկներ (գծ. 1 և 2): Երկու հորատանցքերում շերտային արագությունների գրաֆիկների համեմատումը ցույց է տալիս նմանությունը՝ բազալտային ծածկոցներում, կավային և ավազա-կավային շերտերում շերտային արագությունների նշանակությունները մոտավորապես նույնն են: Դրանցից տարբերվում է շերտային արագությունների նշանակությունը աղա-գիպսաբեր առաջացումներում:

Հորատանցքերի դիտարկումների արդյունքները էարող են օգտագործվել սեյսմիկական կտրվածքների պրոֆիլների կառուցման համար, ինչպես նաև կազմված կտրվածքները ստրատիգրաֆիկական տեսակետից երկրաբանական սահմանների հետ կապելու համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гуревич И. И. Сейсморазведка, Госгеолтехиздат, 1954.
2. Пузырев Н. Н. Измерение сейсмических скоростей в скважинах, Гостоптехиздат, 1957.
3. Тумилович Н. И. Интерпретация данных скважинной сейсморазведки на куполах южной эмбы. Прикладная геофизика, выпуск 34, Гостоптехиздат, 1962.
4. Коновалов М. М. Пространственная интерпретация данных скважинной сейсморазведки. Прикладная геофизика, выпуск 34, Гостоптехиздат, 1962.

ГЕОФИЗИКА

Г. О. ГАЗАРЯН

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРОБОВАНИЯ СВЕРХДЛИННОВОЛНОВОГО
ВАРИАНТА МЕТОДА РАДИОКИП В АРМЕНИИ

До настоящего времени для целей геофизической разведки в методике радиокип (метод радиокомпарирования и пеленгации) использовались электромагнитные поля ширококвещательных радиостанций ($150 \div 450$ кгц) [2].

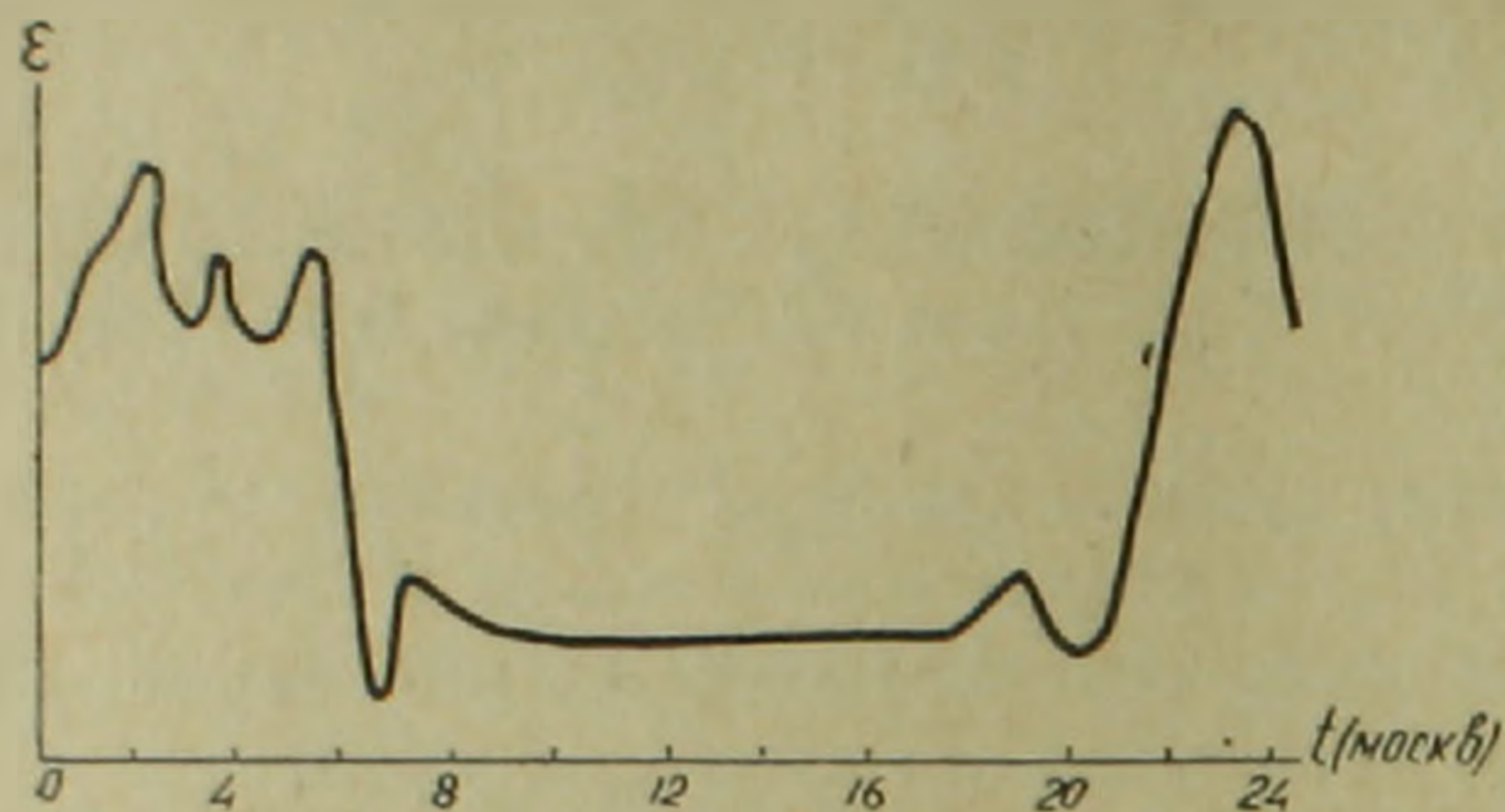
В 1964 г. нами впервые в Армении был опробован сверхдлинноволновый (СДВ) вариант метода радиокип, в основе которого лежит изучение электромагнитного поля радиостанций специального назначения, работающих в диапазоне частот $10 \div 30$ кгц.

Как известно, глубина проникновения радиоволн в землю зависит как от частоты поля, так и от свойств среды, и чем длиннее радиоволны, тем больше их проникающая способность. Для СДВ эта глубина, примерно, в 3,5 раза превышает глубину проникновения диапазона частот, используемых в обычном методе радиокип. Поэтому, для выявления и прослеживания глубоко залегающих рудных тел, использование СДВ обладает определенными преимуществами. Кроме того, сверхдлинные волны распространяются с малым затуханием на расстоянии тысячи километров от радиостанции и колебания поля во времени невелики по сравнению с временными вариациями поля более высоких частот.

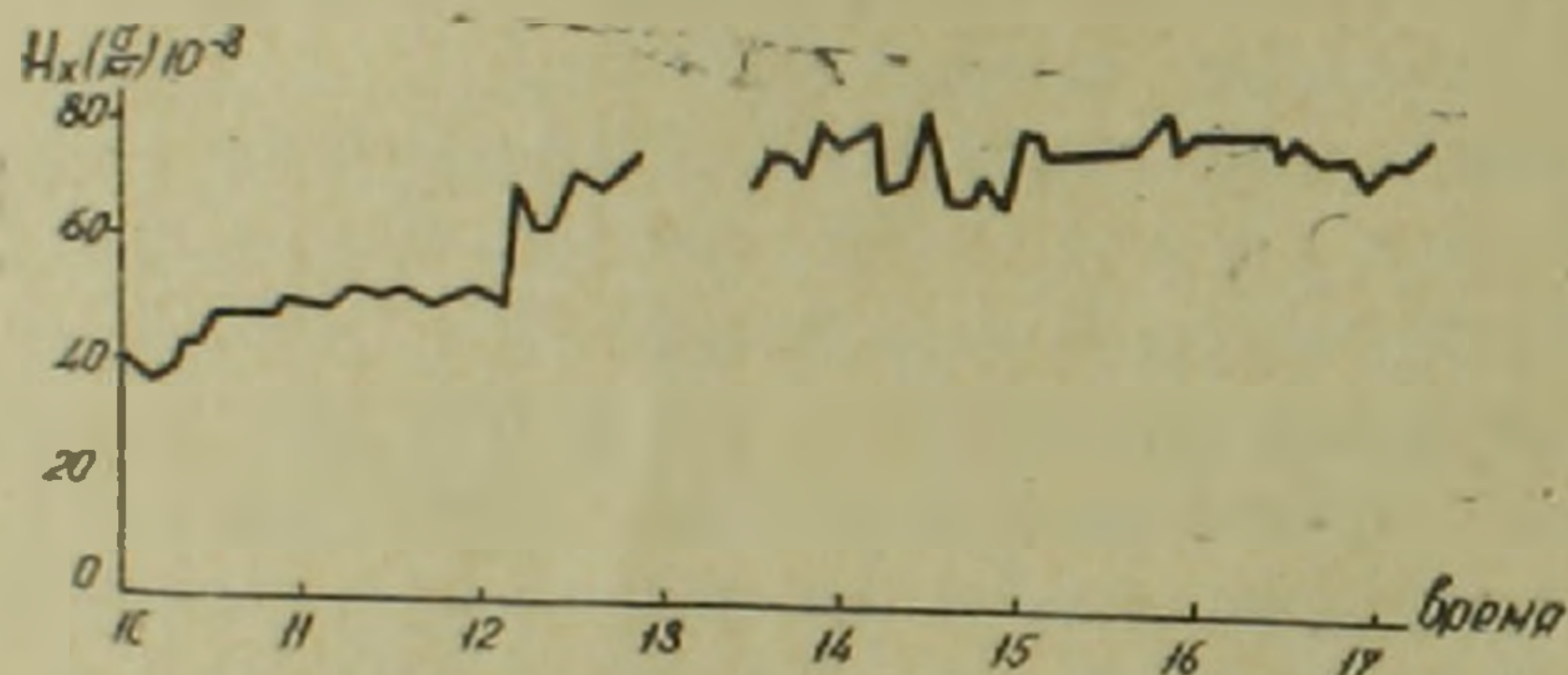
Опытные исследования нами проводились на двух месторождениях—Ахтальском полиметаллическом и Шамлугском медном—в районе известных рудных залежей, с целью выяснения возможностей данного метода при поисках слепых рудных тел, контактов разнородных пород и тектонических нарушений как с поверхности земли, так и в подземных горных выработках.

Исходя из условий режима работы станции, для наших целей были использованы радиоволны радиостанции с позывной GBR, расположенной вблизи гор. Регби (Англия) и работающей на частоте 16 кгц ($\lambda = 18750$ м). Общее представление о суточной вариации сверхдлинноволнового поля данной станции дает график, полученный в районе гор. Москвы (фиг. 1) [1]. Наблюдения вариации поля Н этой же станции в районе Ахтальского месторождения показывают, что наибольшие вариации поля на поверхности земли в дневное время имеют место от 12 ч. до 15 ч. по местному времени, а в остальное время амплитуда поля испытывает плавные колебания (фиг. 2).

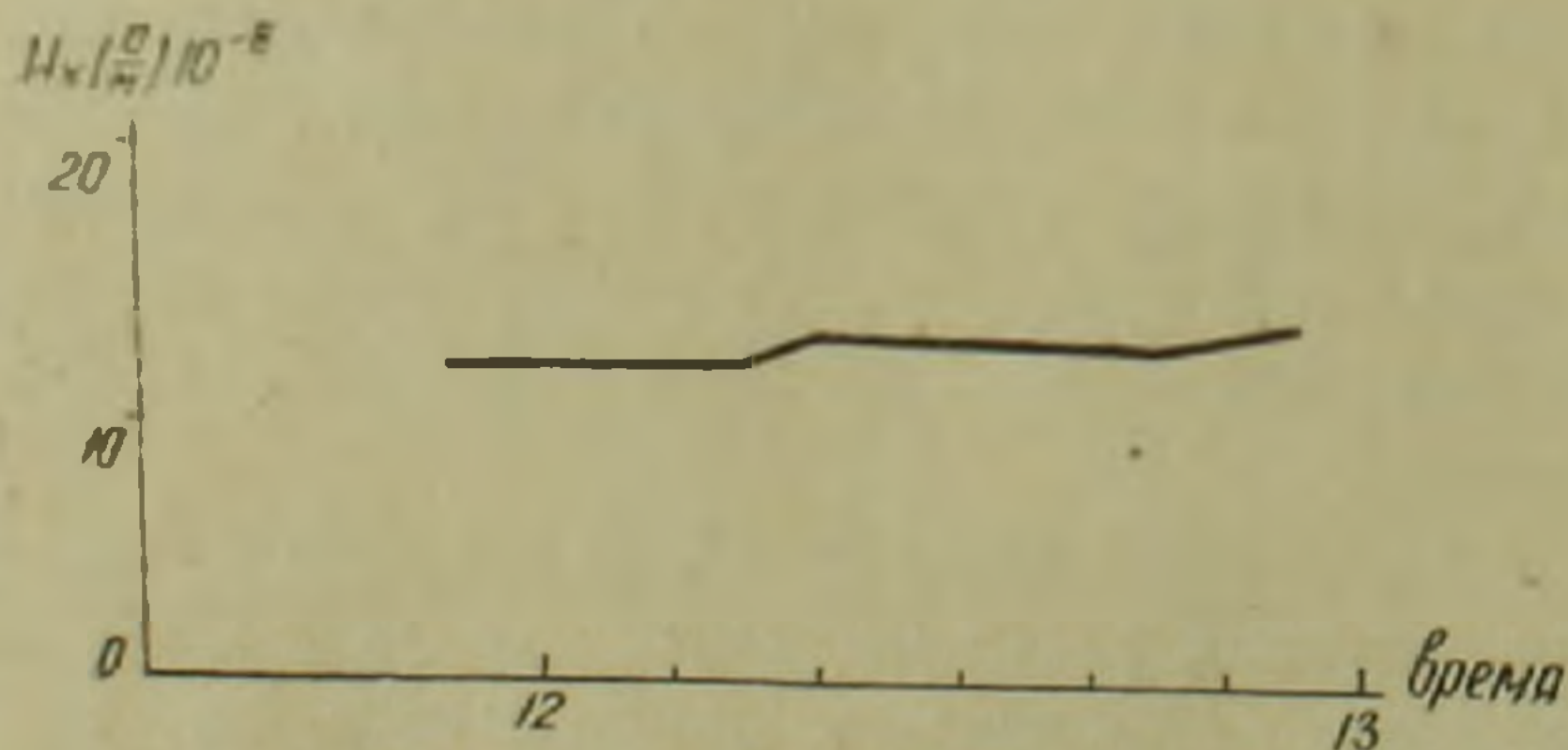
Помимо этого, с целью изучения вариации поля под землей производилось измерение поля в штольне на разных горизонтах, в среднем, на глубине 300—350 м. Величина поля на этих глубинах составляла 15—20% от поля на поверхности земли. На фиг. 3 изображен график зависимости составляющей магнитного поля H от времени, полученный при наблюдениях в штольне на уч. Ахтала. Как явствует из графика, напря-



Фиг. 1. График суточного хода амплитуды напряженности поля.



Фиг. 2. Кривая изменения напряженности поля H_x во времени при наблюдениях на земной поверхности (участок Ахтала).



Фиг. 3. Кривая изменения напряженности поля H_x во времени при подземных наблюдениях (участок Ахтала).

женность поля под землей изменяется плавно. Слышимость радиостанции на этой глубине была удовлетворительной.

Изучение вариации поля позволило установить наиболее благоприятное время для проведения исследования сверхдлинноволнового поля. Следует указать, что в процессе полевой съемки вариации поля

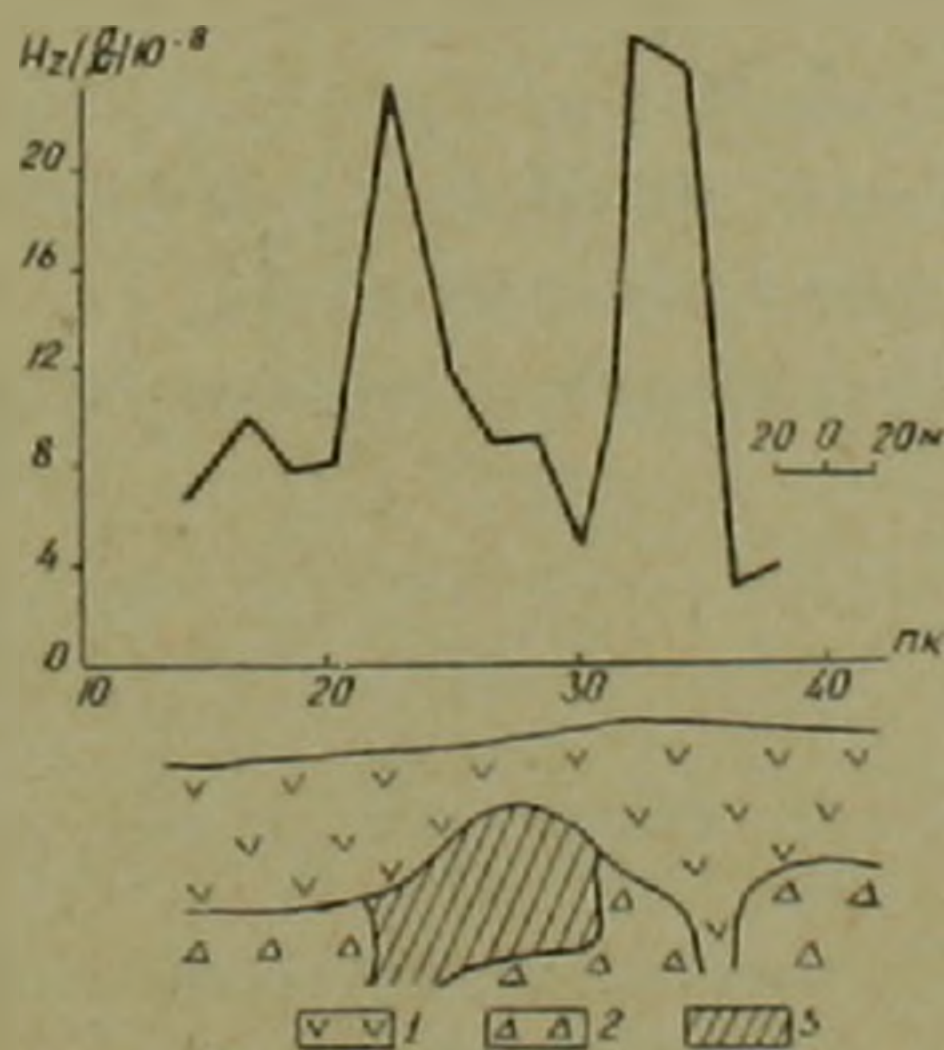
можно не учитывать, если измерения производятся в промежутке времени, когда изменение напряженности поля незначительно и оно имеет плавный характер.

Измерение напряженности поля проводилось с помощью приемника—микровольтметра типа МКВЭ-1 (10–30 кгц), собранного по супергетеродинной схеме, и приемной рамочной антенной со своим усилителем. Данной аппаратурой можно измерять все три составляющие магнитного поля, угол наклона вектора магнитного поля к горизонту и две составляющие электрического поля. Помимо этого, по отношению горизонтальных составляющих электрического и магнитного полей $\frac{E_y}{H_x}$ может

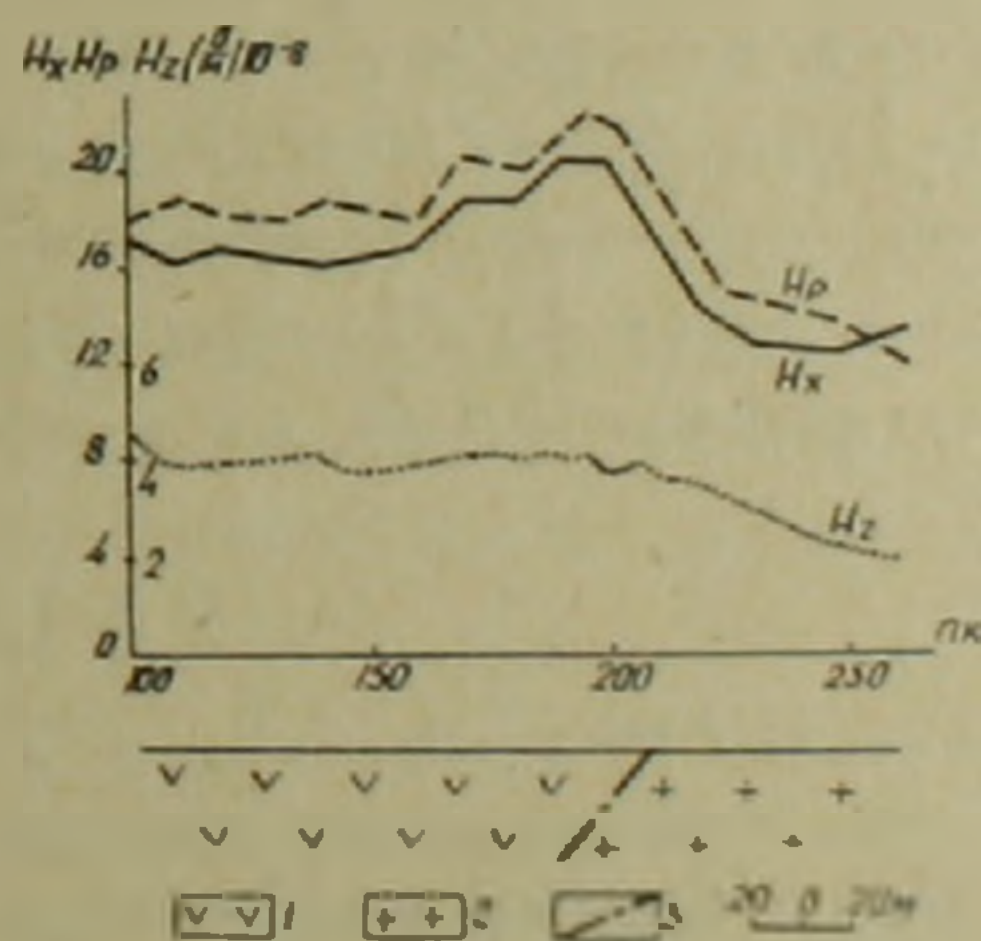
быть определено эффективное значение удельного сопротивления среды $\rho_{эф}$ для каждого пункта наблюдений.

Нами на каждой точке измерялись компоненты магнитного поля (H_x , H_y и H_z), из которых H_x и H_y в дальнейшем позволяли вычислять полную горизонтальную составляющую поля — H_p . Шаг наблюдений обычно составлял 10–20 м с последующей детализацией.

В качестве примера, иллюстрирующего возможности метода для поисков слепых рудных тел, приведены результаты сверхдлинноволнового поля над штокообразной рудной залежью (Шамлугское месторождение), залегающей среди альбитофиров и туфобрекчий андезитовых порфиров на глубине порядка 30 м. По имеющимся данным, вмещающие породы характеризуются значениями ρ от 600 до 1800 ом, а рудная зона—80 ом. На графике (фиг. 4) рудная залежь весьма отчетливо фиксируется экстремумами напряженности вертикального поля H_z .



Фиг. 4. График вертикальной компоненты магнитного поля над штокообразным рудным телом Шамлугского месторождения. 1 — альбитофиры, 2 — туфобрекчии андезитовых порфиров, 3 — рудное тело.



Фиг. 5. График составляющих магнитного поля над контактом пород вдоль штрека Ахтальского месторождения. 1 — порфиры, 2 — кварцевые плагиопорфиры, 3 — тектоническое нарушение.

В некоторых случаях наблюдения по данному методу целесообразно проводить в подземном варианте. В этом отношении показательны результаты, приведенные по Ахтальскому месторождению. На фиг. 5

представлены графики составляющих напряженности магнитного поля, снятые вдоль штрека на контакте разнородных пород. По характеру графики H_z и H_r идентичны и четко отбивают контакт пород. График вертикальной составляющей напряженности поля H_z над контактом характеризуется более пологим падением.

Полученные результаты на первой стадии опытных работ свидетельствуют об определенных возможностях метода СДВ для поисков слепых рудных тел и геокартирования в конкретных условиях. В дальнейшем целесообразно продолжить опробование метода в различных геолого-физических условиях, в том числе и на участках развития лавовых образований.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 19.1.1965.

Գ. Օ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ ՌԱԴԻՈԿԻՊԻ ՄԵԹՈԴԻ ԳԵՐԵՐԿԱՐ ԱԿՏՆԵՐԻ ՎԱՐԻԱՆՏԻ ՓՈՐՁԱՐԿՄԱՆ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերվում են ռադիոկիպի մեթոդի գերերկար ալիքների վարիանտի փորձարկման արդյունքները Հայկական ՍՍՌ Շամլուղի և Ախթալայի հանքավայրերի վրա: Աշխատանքների նպատակն է եղել պարզել նշված մեթոդի հնարավորությունները կույր հանքամարմինների որոնման և երկրաբանական քարտեզահանման համար:

Ստացված արդյունքները վկայում են այն մասին, որ նշված մեթոդը կիրառելի է վերը նշված խնդիրները լուծելու համար ոչ միայն երկրի մակերևույթի վրա, այլ նաև ստորերկրյա լեռնային փորվածքներում աշխատելիս:

Առաջարկվում է հետագա փորձնական աշխատանքների կատարել տարբեր ֆիզիկո-երկրաբանական պայմաններում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Краснушкин П. Е., Яблочкин Н. А. Теория распространения сверхдлинноволновых волн. Вычислительный центр АН СССР, М., 1963.
2. Тархов А. Г. Основы геофизической разведки методом радиокип. Госгеолтехиздат, М., 1961.

ГЕОФИЗИКА

Р. Т. МИРИДЖАНИЯН

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Распределение температуры в земной коре имеет сложный характер. Помимо региональных факторов—мощности земной коры, геотектонических особенностей, интрузивного и эффузивного магматизма, на величину температуры влияют также местные литолого-фациальные изменения, физико-химические процессы, радиоактивность среды, а местами и рельеф. Большие «искажения» вносят подземные воды. Являясь носителями дополнительной теплоты они в силу своей подвижности резко нарушают нормальное распределение температуры.

Температурные измерения удобно проводить в буровых скважинах, но здесь из-за нарушения стационарного теплового режима в процессе бурения, имеет место расхождение между измеренной температурой и истинной. Сохранение скважины в состоянии длительного покоя, для достижения полного восстановления естественного теплового поля, на практике связано с определенными трудностями.

Таким образом, при выделении региональных геотермических полей, изменение местных условий делает полученные данные трудносопоставимыми, и часто по наблюдаемой температуре в отдельной скважине не удастся судить о тепловом режиме района. Для геотермического районирования необходимо иметь массовые измерения, последующая статистическая обработка которых позволит отфильтровать локальные изменения температуры, как «случайные» отклонения от характерного для данного района общего теплового поля.

До сего времени на территории Армянской ССР планомерные геотермические исследования не проводились. Произведены только эпизодические измерения температуры в некоторых скважинах. Относительно большое количество измерений было произведено в районах распространения термальных вод (Джермук, Анкаван). Термические измерения в основном выполнялись Каротажной партией Геофизической экспедиции «Армгосгеолкома», с помощью электротермометров типа ЭТС. Измерения проводились не менее, чем через 10—15 суток после прекращения буровых работ в скважине, т. е. при близком к установившемуся естественному тепловому режиму. В случае несоблюдения минимального срока покоя скважины, для определения геотермических параметров использовалось только показание термометра на середине глубины сква-

жины, как наиболее вероятной глубины нахождения «точки неизменной температуры». Геотермические градиенты (Γ) подсчитаны для интервала между максимальной глубиной наблюдения и нейтральным слоем. Специальные исследования для установления глубины расположения нейтрального слоя в различных районах не производились и при расчете Γ значение глубины нейтрального слоя для всех районов берется 20 м, а за температуру данного слоя — среднегодовая температура воздуха на поверхности.

Данные термических измерений показали, что территория Армянской ССР характеризуется довольно сложным тепловым полем, с большим диапазоном изменений Γ . Ограниченное количество температурных



Фиг. 1. Прогнозная карта геотермического районирования Армянской ССР. 1 — район со средним геотермическим градиентом $5^\circ\text{C}/100\text{ м}$ и выше. 2 — районы со средним геотермическим градиентом $4^\circ\text{C}/100\text{ м}$. 3 — районы со средним геотермическим градиентом $3^\circ\text{C}/100\text{ м}$. 4 — границы тектонических зон (по А. Т. Асланяну). 5 — граница геотермического района, не совпадающая с границей тектонических зон.

наблюдений, а также крайне неравномерное расположение скважин, не позволяют составить карту геоизотерм по заданной глубине. На основании накопившегося материала и известных геологических факторов, в настоящей статье делается попытка произвести районирование территории Армянской ССР по признаку установленных или предполагаемых средних геотермических градиентов (фиг. 1). Границы районов проводятся на основе тектонического районирования Армении, произведенного А. Т. Асланяном [2].

Самые высокие значения Γ приурочены к Ахтинской мегаантиклинальной зоне (здесь и далее геологическое описание и терминология даются по А. Т. Асланяну). В скважинах, расположенных в указанной зоне, значение градиента равно $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и выше. Особенно аномальным тепловым полем обладают районы выходов Джермукских и Анкаванских терм, где местами геотермическая ступень доходит до значения $3,6\text{ м}/^{\circ}\text{C}$. В зоне расположены многочисленные четвертичные и плиоценовые вулканические аппараты. Как было установлено на Камчатке, конусы вулканов, сами по себе, не могут существенно влиять на тепловое поле [4], но их наличие указывает на проницаемость коры, что в конечном счете способствует повышенному притоку глубинного тепла. В пользу интенсивной тектонической активности Ахтинской зоны, говорят многочисленные разрывные нарушения, тектонические расколы и исключительно широкое развитие интрузивных пород. Глубинный магматизм, особенно молодой, может ощутимо влиять на тепловой режим. По подсчетам Е. С. Ларсена, большой батолит, почти достигший земной поверхности, через 10 млн. лет будет иметь градиент на 2 или 3° выше нормального, а через 80 млн. лет превышение будет меньше 1° [7]. Процесс остывания замедляется с увеличением глубины и размеров интрузивных тел. Весьма вероятно, что в этой зоне местами еще сказывается влияние недавнего глубинного магматизма на тепловое поле посредством прогрева окружающих пород или циркуляции подземных вод.

Роль радиогенного тепла в формировании аномального теплового поля зоны установить трудно, так как мы не располагаем данными о радиоактивности горных пород. Судя по широкому распространению изверженных пород, в особенности кислых, умеренно-кислых и щелочных интрузивов, можно ожидать наличия повышенных радиоактивных полей. Например, в гранитоидах Мегринского плутона, являющегося наиболее крупным в Армении, среднее содержание урана определяется $5,2 \cdot 10^{-6}$ (грамм на грамм породы) и тория $3,3 \cdot 10^{-5}$ [6]. Указанные значения превышают величину среднего содержания урана и тория для гранитных пород. Безусловно, относительно высокая радиоактивность пород играет немаловажную роль при генерации тепла.

Интересно отметить, что Ахтинская зона в общих чертах по магнитному и гравитационному полям также отличается от соседних. К этой зоне приурочены самые высокие значения напряженности магнитного поля и минимальные значения силы тяжести (описание гравитационных полей приводится на основании материалов «Отряда по составлению гравитационных карт» Геофизической экспедиции «Армгосгеолкома»). По предположению Л. И. Завьяловой, интенсивное магнитное поле обусловлено глубинными массами, а вулканогенные толщи антропогена, неогена и палеогена лишь усложняют форму поля. Отрицательные же значения аномалий силы тяжести (в редукции Буге), присущие горным хребтам и областям поднятия, являются по мнению одних исследователей следствием утолщения коры и гранитного слоя [5], а по мнению других [2] — указывают на относительно глубокое залегание подошвы зем-

ной коры, поддерживаемое тангенциальными силами и фиксируемое дефицитом подкорковых масс.

Гранитный слой обладает относительно меньшим удельным весом и, вероятно, высокой радиоактивностью. Как последнее обстоятельство, так и возможные конвекционные течения в верхней мантии, предполагаемые под хребтами [3], могут быть первоисточниками возникновения повышенного теплового потока. Таким образом, в Ахтинской зоне предполагается наличие почти всего комплекса факторов, способствующих повышенному тепловому режиму.

Несколько пониженное тепловое поле, характеризующееся средним Γ 4° , предполагается в Присеванской мегасинклинальной, Кафанской моноклиналильной зонах и большей части Ереванской мегасинклинальной зоны. Две первые зоны расположены севернее и восточнее Ахтинской мегаантиклинальной зоны и вместе с нею образуют Севанский оротектонический пояс. Третья зона расположена к юго-западу от Севанского пояса и входит в состав Араксинского оротектонического пояса. Стык поясов одновременно является границей эвгеосинклинали и миогеосинклинали.

В Присеванской зоне ожидаются пониженные Γ в основном по причине ее геоструктурных особенностей. Здесь происходит глубокое погружение палеозойского фундамента и соответственно увеличение мощности осадочной покрывки. Внутри этой зоны широко развиты разрывные нарушения, но, кроме крайне северо-западной части, не встречаются вулканические центры излияний. В Присеванской зоне большое распространение имеют также интрузии, но значительная часть этих интрузий — основные и ультраосновные (офиолитовый пояс).

Кафанская моноклинали по своему геологическому развитию и строению резко отличается от соседних зон. Здесь мы встречаем мощные юрские и нижнемеловые вулканогенные отложения. В северном направлении моноклинорий погружается под вулканогенные отложения плиоцена и вклинивается в пространство между Присеванской и Ахтинской зонами. Непосредственное соседство с прогретыми зонами, с западной стороны отмеченное глубинным разломом, структурная особенность (брахиантиклинальное строение) и сравнительно молодая интенсивная дислокация самой зоны, дают основание здесь также предполагать средний Γ 4° . Единственное температурное измерение в зоне, произведенное в скважине № 674 (с. Охтар) на глубине 337 м дало показание 23° , что не противоречит нашему предположению.

В район со средним Γ 4° включается также Ереванская мегасинклинальная зона, кроме Ереванской мульды, в которой зафиксирован Γ близкий к 3° . Наблюдение у с. Джрабер дало значение Γ около 4° . В скважине, расположенной на Абовянском месторождении, Γ равен $3,4^\circ$, но с глубиной заметна тенденция к увеличению. По А. Т. Асланяну в послемайкопское время пространственное соотношение между эвгео-

синклиналью и миогеосинклиналью меняется и происходит сдвиг области вулканической деятельности в сторону бывшей миогеосинклинали. Новый вулканический пояс в пределах Ереванской зоны как бы охватывает переходную полосу этих областей. Активизация недр в верхнем плиоцене и антропогене не могла не повлиять на тепловое поле и не вызвать его повышения. В область со средним Γ 4° включается также северо-восточная часть Приараксинской зоны, где распространены травертиновые отложения, и на участке Араратских источников Γ определяется не ниже значения 4° [1].

По магнитному полю Присеванская и Ереванская зоны в общих чертах сходны. Магнитное поле в обеих зонах пониженное, с близкими средними значениями. По гравитационному полю вышеуказанные зоны являются переходными областями от минимальных значений силы тяжести к относительно высоким, которыми характеризуются Антикавказский пояс и Приараксинская зона.

Минимальным фоном геотермического пояса со средним Γ около 3° обладает Приараксинская мегаантиклинальная зона, которая характеризуется широким развитием нормально-осадочных фаций, отсутствием абиссальных гранитоидных интрузий и магматических рудных месторождений. В отличие от Ереванской зоны комплекс эоценовых и более молодых отложений здесь ложится непосредственно на палеозойский фундамент. Наличие мощного чехла осадочных образований со сравнительно низкой теплопроводностью (кроме соленосных отложений) и непосредственный контакт с фундаментом казалось бы должны были создать повышенный тепловой градиент. Существующие наблюдения пока дают обратную картину, что может быть обусловлено только пониженным вертикальным тепловым потоком в исследованном районе. В числе причин, способствующих понижению теплового потока имеет значение также современное тектоническое движение зоны. Установлено, что при прочих равных условиях, области, переживающие погружение, имеют более низкий тепловой поток, чем области поднятия.

Аналогичная картина теплового поля наблюдается также в Ереванской котловине.

К районам со средним Γ около 3° относятся также Алавердская мегаантиклинальная зона и крайне юго-западная часть Прикуринской зоны, расположенные в пределах Армянской ССР, которые вместе образуют Антикавказский пояс. Отличительными особенностями зон является широкое развитие юрских и меловых вулканогенных образований. Почти полное отсутствие плиоценового и антропогенового вулканизма является основной причиной для предположения о пониженном тепловом режиме. Замер температуры, произведенный в скважине № 374 на Шамлугском месторождении меди, дал значение градиента около 3° , что соответствует предполагаемому режиму.

Как в Антикавказском поясе, так и в Араксинской зоне наблюдается относительно повышенное гравитационное поле, хотя в первой области значение силы тяжести немного больше. В обоих случаях относитель-

ные максимумы указывают на близость подкорового плотного вещества или увеличение мощности базальтового слоя. Следовательно, пониженный тепловой режим можно объяснить тем, что теплопередача происходит только посредством теплопроводности. Дополнительный перенос тепла с помощью внедрившихся магматических масс, глубинных терм и прочих конвекционных течений почти отсутствует, а местная генерация тепла, вероятно, является незначительной из-за сравнительно низкого содержания радиоактивных элементов и, отчасти, отсутствия высоких тектонических напряжений.

Напряженность магнитного поля Приараксинской зоны, измеренная на высоте 4000 м, близка к нулю, что является результатом наличия достаточно мощного слабоманитного осадочного чехла. Антикавказский пояс характеризуется средней интенсивностью напряженности, обусловленной юрскими образованиями и палеогеновым чехлом, с локальными отрицательными полями, связанными с приближением к дневной поверхности пород кристаллического фундамента.



Фиг. 2. Схематическая карта предпологаемых равных геотермических градиентов. 1 — границы тектонических зон. 2 — изолинии предпологаемых равных геотермических градиентов ($^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$).

Сопоставление гравитационного и геотермического полей зон показывает их обратную зависимость. По мере уменьшения гравитационного поля увеличивается геотермический градиент и, наоборот. Между геотермическим и магнитным полями выявляется связь только в пределах тех зон, в которых магнитное поле в основном обусловлено общими глубин-

ными факторами (Разданская, Присеванская, Приереванская зоны). В этих зонах с увеличением средних значений геотермического градиента наблюдается увеличение общего магнитного поля. Насколько наблюдаемая на первый взгляд взаимосвязь вышеуказанных геофизических полей является закономерной, ответить пока трудно, так как выяснение этого вопроса требует довольно сложных теоретических и практических исследований.

На основании проведенного геотермического районирования можно составить схематическую карту предполагаемых равных геотермических градиентов (фиг. 2). Характер изолиний указывает, что Ахтинская, Приараксинская и Алавердская зоны являются более или менее однородными в отношении теплового режима. Приереванская и Присеванская зоны являются переходными от района со средними значениями $\Gamma 5^\circ$ к районам с $\Gamma 3^\circ$. Очевидно, что горизонтальный градиент геотермического поля будет наибольшим именно в переходных зонах.

Дальнейшие исследования позволят точно установить границы геотермических районов и выявить детальную картину теплового поля как внутри зон, так и в целом.

Государственный производственный
геологический комитет Армянской ССР

Поступила 10.II.1965.

Խ. Տ. ՄԵՐԻՋԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌԻ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅԻ ԳԵՈԹԵՐՄԻԿԻ ՇՐՋԱՆԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՌ տերիտորիայում սլանաչափ գեոթերմիկ հետազոտություններ դեռևս չեն կատարված: Չնայած դրան, առանձին հորատանցքերում կատարված ջերմային չափումները, ինչպես նաև հայտնի երկրաբանական փաստերը թույլ են տալիս կանխապես այս կամ այն շրջանում սպասվող միջին գեոթերմիկ գրադիենտը:

Գեոթերմիկ գրադիենտի ամենամեծ արժեքները ($5^\circ\text{C}/100$ մ. և ավելի), առաջիկա դիտարկվել են Ախտալյի մեդանտիկլինալային տեկտոնական շրջանում փորված հորատանցքերում (տեկտոնական շրջանները բերված են ըստ Ա. Տ. Ասլանյանի բաժանման), որտեղ առկա է բարձր ջերմային հոսանքին նպաստող գործոնների մեծ մասը:

Ամենացածր ջերմային դաշտը (3°C) ունի 100 մ. գրադիենտ և առանձնացվում է որպես անցողիկ մարզ ամենաբարձր ջերմային վիճակ ունեցողից դեպի ամենացածր ջերմային վիճակ ունեցող շրջանները:

Հայկական ՍՍՌ տերիտորիան բնութագրվում է որպես մեծ սահմաններում տատանվող գեոթերմիկ գրադիենտներ ունեցող դոտի, որի միատեսակ ջերմային վիճակ ունեցող շրջանները ընդհանուր գծերով համընկնում են տեկտոնական շրջաններին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ананян А. Л., Егеоян В.Л. К вопросу о постановке геотермических исследований в Армении. Известия АН Арм. ССР (серия геол. и географ.), № 4, 1958.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. Белоусов В. В. Вопросы строения Земли на XIII генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза. Советская геология № 1, 1964.
4. Вакин Е. А. О пространственной и генетической связи терм юго-восточной Камчатки с действующими вулканами. Тезисы докладов на втором совещании по геотермическим исследованиям в СССР. Москва, 1964.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
6. Меликсетян Б. М. К геохимии урана и тория в некоторых гранодиоритах юга Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР (серия геол. и географ.), № 2, 1961.
7. Esper S. Larsen. Time required for the crystalization of the great batholith of Southern and lower California. American Journal of Science, vol. 243--A (Daly volume), 1945.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

С. П. БАЛЬЯН

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ
АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Армянское нагорье является связующим звеном между Анатолийским и Иранским нагорьями, с которыми оно имеет значительное сходство в геологическом строении и истории континентального развития. Вместе с тем Армянское нагорье обладает специфическими особенностями, которые выделяют его среди соседних нагорий, в первую очередь, своей орографией и геоморфологией. Оно, по образному выражению немецких исследователей, является «островом гор» (Berginsel) или крышей над смежными нагорьями.

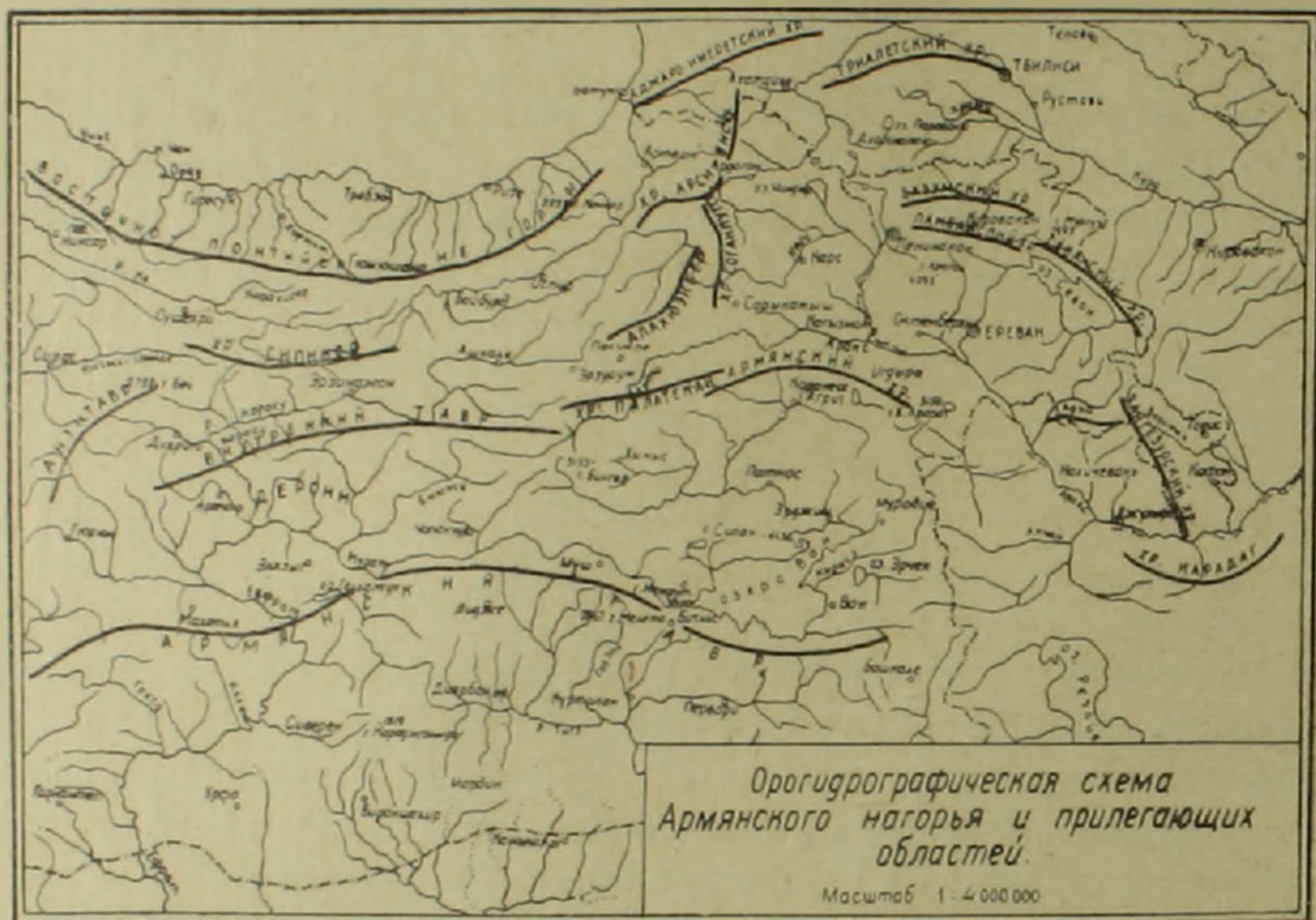
Средняя высота Анатолийского нагорья не превышает 1200 м, Иранское нагорье располагается еще ниже, в то время как Армянское нагорье имеет среднюю высоту 1700—1800 м.

По основным чертам морфоструктуры Армянское нагорье более тесно связано с Анатолийским нагорьем. Оба представляют собой возвышенные плоскогорья, обрамленные дугообразными гирляндами складчатых систем Понта, Тавра и Малого Кавказа. Гирлянды состоят из нескольких дуг, в которых внутренние имеют большую крутизну по сравнению с внешними. Каждая из этих дуг представляет собой мощные складчатые сооружения, разбитые продольными сбросами и пронизанные интрузиями. Дугообразные системы то сближаясь, то расходясь, оконтуривают древние, консолидированные срединные массивы герцинского фундамента, каковыми являются Эгейский или Лидийский на западе, Центрально-Анатолийский или Галатский в центре (Р. Фюрон, Э. Шапю, В. Пенк и др.) и Армянский, как это мы увидим в дальнейшем, на востоке. Ядро последнего вскрыто денудацией в Среднеараксинской зоне мегаантиклинального свода. Форляндами складчатых систем, огибающих отмеченные выше срединные массивы, служат депрессии древнего, в основном, платформенного субстрата (М. В. Муратов). На севере и северо-востоке располагаются Черноморская и Куро-Араксинская депрессии, разделенные Дзирульским горстом, а на юге—Месопотамская низменность и Средиземноморская впадина.

Блоки консолидированного фундамента срединных массивов—герцинид и форляндов, располагаясь кулисообразно друг относительно друга, определяют конфигурацию Понто-Малокавказских и Тавро-Курдистанских горных сооружений. Зонами сближения и скучивания складок

являются: 1. Западно-Таврские, 2. Антитаврские—Монзур-Мерджанские (в р-не Эрзинджана) и 3. Курдистанские горные узлы.

В пределах Армянского нагорья, кроме окраинных гирлянд, внутри нагорья, располагаются горные цепи Внутреннего Тавра, расщепляющиеся на востоке на две ветви: северную—Эшексырт-Сивридагскую или систему гор Антипонта и южную—Палантекия-Армянопарскую. Еще дальше к востоку появляются новые пучкообразно ветвящиеся цепи, примыкающие уже к краевым Понто-Малокавказским гирляндам: Думанлы-даг, Чахыр-баба, Алахюэкбер, Гукасянский и др., а на юге—северо-восточные отроги Армянского Тавра и Курдистанские горы.



Фиг. 1.

Описанные внутренние хребты не менее высокие, чем краевые горные цепи, имеют, однако, другое тектоно-морфологическое строение и историю развития рельефа, чем краевые дуги. Внутренние хребты обычно располагаются вдоль крупных разломов и депрессий, имеющих на западе широтное, а восточнее—принимаяющих СЗ—ЮВ простирание. Разделяющие их сбросы разбивают нагорье на ряд неравномерно перемещенных блоков, поднятий и грабенов. Таковыми являются Эрзинджанская, Эрзурумская, Басенская, Среднеараксинская депрессии и др. на севере и Хнысская, Буланыхская, Манаскертская, Алашкертская, Абагинская—на юге. Для геологического строения внутренних горных систем характерно наличие сильно дислоцированных, часто крутопадающих верхне-палеозойских и большей частью мезозойских комплексов известняков, глинистых сланцев, доломитов и других осадочных фаций. По всей зоне описанных хребтов прослеживаются мощные дизъюнктивные нарушения, раздробившие системы гор на многочисленные блоки, по швам которых

весьма часты явления кливажа, милонитизации, брекчирования. Особенно примечательно наличие в этой зоне крупных и мелких гипербазитовых интрузий (серпентиниты, перидотиты, дуниты).

Внешние цепи гирлянд, в отличие от внутренних цепей, сложены мощными вулканогенно-осадочными грубообломочными, нередко флишевыми формациями мезо-кайнозоя, которые собраны в сравнительно простые кулисообразно чередующиеся складки. В них внедрены огромные гранитоидные батолиты (Качкарский и Мегринский плутоны и др.). Офиолиты в этой зоне занимают весьма подчиненное место.

В Армянском нагорье, в целом, можно выделить следующие три структурные зоны дробления, сопровождаемые офиолитовыми интрузиями:

1. Севано-Базумский пояс, протягивается на запад севернее Карсского лавового плоскогорья, местами обнажаясь из-под лав, в виде «окон» переходит в массивы хребтов Чахыр-баба, Алахюэкбер в бассейне верховья р. Чорох.

2. Вединско-Армянопарский пояс, который начинается в области верховья р. Веди и, переходя через Араратскую котловину, соединяется с Армянским хребтом (Агри-даг) и далее сочленяется с южными отрогами Внутреннего Тавра.

3. Таврский пояс, охватывающий северные отроги Армянского Тавра, прослеживается вдоль долины р. Евфрат (Мурад). Отмеченные зоны приурочены к глубинным разломам земной коры. Громадный разлом, протяженностью более чем на 1400 км, простирается вдоль южных предгорий Понтийской системы. Этот, так называемый, Северо-Анатолийский сброс по своим масштабам сравнивается со сбросом Сан-Андреас (Соломон-Кальви). Сброс отмечен многими исследователями (Э. Шапю, Р. Фюрон, С. Тромп и др.). По этому разлому С. Тромп отмечает целый ряд смещений и надвигов. Они фиксируются морфологически ступенчатыми склонами хребтов, окружающих депрессии Эрзинджана, Мамахатуна, Эрзурума и т. д. Тромп полагает, что сброс существовал, вероятно, еще с палеозоя и был неоднократно омоложен в последующем, в результате которого образовалась система параллельных или диагональных разновозрастных нарушений по зоне главного разлома. Интенсивно тектонические подвижки продолжаются и в настоящее время, свидетельством которых служат катострофические землетрясения в этой зоне.

От Эрзурума сброс прослеживается (И. Эгеран и Э. Лан) на восток через Басен-Кагзван по ущелью р. Аракс и далее (А. Т. Асланян) на Араратской котловине и бассейне р. Веди.

Вторую ветвь Северо-Анатолийского сброса Н. Пинар и Э. Лан проводят от Эрзурума на северо-восток по зоне хребтов Чахыр-баба—Алахюэкбер. Далее эта ветвь прослеживается К. Н. Паффенгольцем по Базумско-Севанскому поясу.

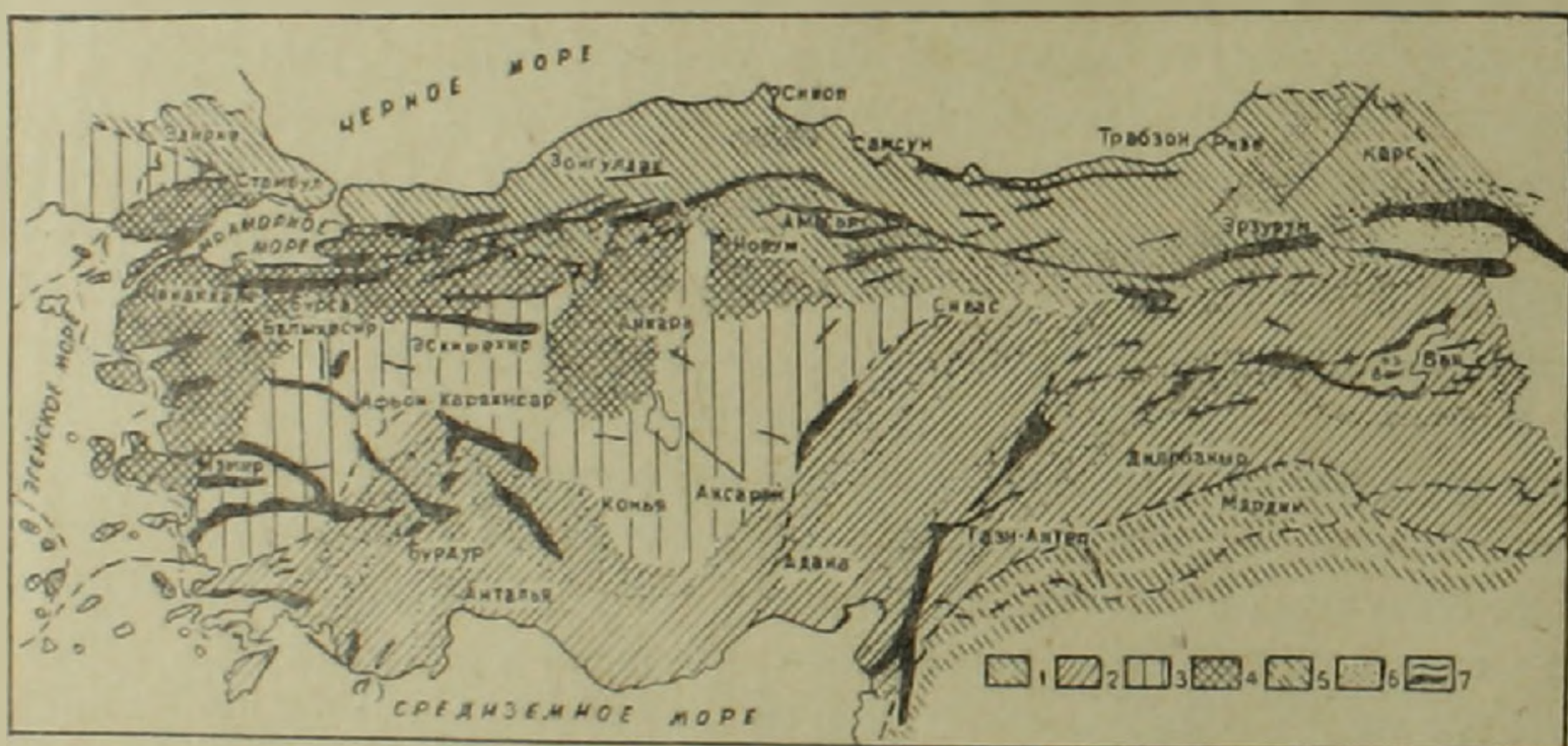
Другая, не менее значительная зона глубинного разлома, прослеживается по северному краю Армянского (Внешнего) Тавра. Армянский Тавр отделяется от морфоструктур Внутреннего Тавра зоной разломов

надвигового типа, состоящей из ряда сложных, ступенчатых грабенон, следующих друг за другом с запада на восток, начиная от Мараша до оз. Ван и депрессии Абага (П. Арни).

Н. Пинар, Э. Лан, С. Тромп и др. считают, что этот разлом продолжается вдоль восточного побережья Средиземного моря и, принимая меридиональное направление, сочленяется с Сирийско-Африканским разломом.

Из нижеприведенной картосхемы, составленной Н. Пинар и Э. Лан, видно, что описанный разлом при переходе от меридионального в широтное направление разделяется на две ветви. Первая принимает широтное направление, проходя по северному краю Армянского Тавра, а вторая продолжается на СВ, огибая с запада Дерсимский палеозойский массив (начало Внутреннего Тавра) присоединяется с Северо-Анатолийским разломом у Ашкалы. Описанные зоны глубинных разломов, сопровождаемые всегда выходами офиолитовых интрузий, определяют, как это мы увидим в дальнейшем, палеогеографию, историю развития различных по типу морфоструктур Анатолии и Армянского нагорья.

Расположенные между этими зонами хребты Внутреннего Тавра, исходя из описанных структурно-геологических отличительных призна-



Тектоническая схема Анатолии по Н. Пинару и Э. Лану
1 - северно-анатолийские сараи 2 - южно-анатолийские складки 3 - проливуточные массивы 4 - подливуточные (поперечные) складки 5 - Сирийское ядро 6 - зоны с широким размахом разрывных пород 7 - зоны эпиротектонических тектонических движений (указаны только наиболее значительные из них)

Фиг. 2.

ков резко отличаются по своей геоморфологии от внешних складчатых систем. Морфология внутренних хребтов определяется как складчато-глыбовые и глыбовые горы.

Орография их почти всецело обусловлена разрывными нарушениями, приведшими к образованию складчато-глыбовых гор с остаточными деформированными поверхностями древнего пенеплена. Здесь ясно прослеживается целый ряд ступенчато расположенных денудационных уровней, создающий многоярусный геоморфологический ландшафт. На-

ряду с плоскими уровнями выравнивания широкое развитие получают субгоризонтальные и слабо дислоцированные покровы верхнепалеогеновых, неогеновых, морских, лагунных и вулканогенных отложений, которые не только занимают депрессии и предгорные ступени, но и нередко слагают и водораздельные плато. Эти образования большей частью развиты на древних уровнях выравнивания срезающих офиолиты и прочие дислоцированные породы вершинных плато Внутреннего Тавра, массивов Дерсим, Мерджан, Шейтан-даг, Палантекан, Армянский хребет, Эшексырт и др.

В морфологии горных сооружений Армянского нагорья и разделяющих их впадин весьма важную роль играют вулканические продукты, мощные пирокластиты и лавовые покровы, погребаящие под собой во многих местах остаточные поверхности древнего, раздробленного пенеплена.

Местами в результате денудации или других причин из-под лав вскрываются «окна» древних поверхностей и подстилающих структур, например: между Карским и Ардаганским плоскогорьями, в массивах Шерефеддин-даг, Армянский хребет, Арарат, Гегамском, Варденисском нагорьях и т. д.

Что касается складчатых краевых систем, то они образовались значительно позже по мере погружения Черноморской и Куро-Араксинской глыб. Эти хребты несут на себе характерные черты морфологии молодых складчатых систем. Долинная сеть в этих горах отличается исключительной густотой и глубиной расчленения. Междуречные пространства характеризуются типичным перистым расчленением поперечных и диагональных по отношению к структурам хребтов. Денудационные поверхности краевых хребтов занимают весьма ограниченные пространства и выражены в виде островков предгорных ступеней или узких полос извилистых водораздельных плато. Характерно, что как в Анатолии, так и в Армянском нагорье выровненные поверхности древнего пенеплена, которые во внутренней Анатолии являются господствующими формами рельефа (Филипсон, Махачек) повсюду уходят под неогеновые отложения. По данным В. Пенка, этот пенеплен в центральных зонах претерпевает сводовые изгибы, а по краям, т. е. в более подвижных зонах он глубоко погружается под более молодые неогеновые отложения. Наиболее четко это выражено в Центральной Анатолии.

Центрально-Анатолийское плоскогорье представляет собой пенеплен, оформившийся еще в предмиocene. Пенеплен срезает палеозойский фундамент Галатского массива и по его окраинам полого погружается под неогеновые озерно-континентальные отложения.

В Армянском нагорье тот же пенеплен деформирован сбросовыми нарушениями, дробившими фундамент нагорья на отдельные глыбы. Последующие интенсивные тектонические движения и мощные процессы вулканизма обуславливали возникновение комплекса среднегорных и высокогорных форм рельефа, который специфичен для Армянского нагорья и значительно отличается от Анатолийского нагорья.

Знакомство с палеогеографией и историей развития макроформ рельефа исследуемой области указывает, что возникновение описанных различных по типу морфоструктур двух нагорий было заложено еще в предолигоцене.

Морской олигоцен в Анатолии почти не известен за исключением некоторых участков предгорных или межгорных прогибов Западно-Понтийской системы. В отличие от Анатолийского, в Армянском нагорье в ряде депрессий под неогеном фиксируются олигоценовые морские фации, мощность которых возрастает на востоке в зоне обрамления его Малокавказских дуг.

В целом для Анатолии олигоцен характеризуется как период поднятия, тектонической активности (Э. Шапю), последующего после накопления верхнеэоценового флиша (Ф. Освальд). Олигоценовые отложения представлены здесь только в лагунно-континентальных гипсоносно-соленосных фациях. Палеогеографические условия олигоцена в Анатолии продолжают оставаться такими же и в неогене, т. к. олигоцен перекрыт лагунно-континентальным неогеном.

В Армянском нагорье картина меняется. В восточных областях, в зонах прилегающих к Малому Кавказу (в Армянской ССР), происходят интенсивные поднятия, в результате чего на морской олигоцен отлагаются регрессивные полупресноводные, лагунные и далее молассоподобные отложения нижнего и среднего миоцена.

В западных областях Армянского нагорья, наоборот, происходят интенсивные опускания и накопление мощных морских отложений миоцена. Вышеуказанные представления исходят из следующего фактического материала. Схема неогеновых отложений в Анатолии в общих чертах по данным Х. Памира и М. Эрентоза [13] представлена в следующем виде.

1. В основании неогена отмечаются серые и красноватые конгломераты с чрезвычайно изменчивой мощностью.

2. Над конгломератами лежат слои более глинистых, но частью также конгломератовых фаций, содержащие бурые угли и переходящие кверху в регрессивные лагунные фации.

3. Осадочные известняки, замещающиеся слоистыми конгломератами и глинистыми отложениями.

4. Перемежающиеся серии известняков и песчаников.

5. Трансгрессивно залегающие конгломераты и брекчии, перекрываемые покровами туфов понтического возраста.

В Армянском нагорье неоген, согласно данным Г. Абиха [1], В. Освальда [12, 25], Б. Ф. Мефферта [9], В. В. Богачева [3, 4], Э. Шапю [20] и др. развит преимущественно в морских фациях, за исключением некоторых районов примыкающих к складчатым цепям Понто-Малокавказских гор, например, бассейны рр. Олты, Куры и среднего течения р. Аракс.

Нижними среднемиоценовыми морскими отложениями заполнены почти все описанные выше депрессии Армянского нагорья. На востоке

эти отложения, огибая Араратский палеозойский выступ входят в пределы северо-западного Ирана под именем известным в литературе свит асмари и фарс.

Нижнемиоценовая трансгрессия по данным Л. Эрентоза [22] проникла в Армянское нагорье одновременно с запада и с востока. С запада трансгрессия вошла в Армению двумя широкими языками, оставляя в центре Армянский Тавр. Северная ветвь из Средиземного моря вошла через Каликийскую депрессию с бассейнов рр. Сейхан-Джайхан через предгорные депрессии Армянского Тавра в котловину Малатья. Здесь она присоединилась с восточной ветвью трансгрессии, проникшей в пределы Армении из северо-западного Ирана. Отдельные языки аквитанского и бурдигальского морей проникли в зону депрессий Внутреннего Тавра (в Центральной Армении)—Эрзинджан, Эрзурум, Басен, Алашкерт и т. д. Общая мощность отложений морского миоцена в описанных внутренних депрессиях Армянского нагорья достигает 500—100 м (Троянский).

Начиная с гельветского века область, заключенная между озерами Ван-Урмия и Араратской котловиной, была приподнята и связь морей Средиземноморья и северо-западного Ирана была прервана.

В структурном плане описанная область располагается на месте выступа герцинского мегаантиклинория, сложенного породами пермокарбона Армянского срединного массива.

Свидетельством поднятия этой области служит залегание регрессивных фаций гельвета и тортона (свита фарс) на свиту асмари на северо-западном Иране. Например: в районе городов Хой-Маку, в предгорьи хр. Карли-даг, свита фарс с базальными конгломератами в основании несогласно залегает на моноклинально падающие на СВ слои свиты асмари, которые возвышаясь до отм. 2600—2700 м по водораздельной зоне куэсты Карли-дага простираются на северо-запад в Баязет-Абагинскую котловину.

Поднятия описанного герцинского мегаантиклинального свода фиксируются также на западе в районе депрессии оз. Ван. В отложениях тортоцских конгломератов, развитых на северном побережье оз. Ван (в районе Ахлата) Ф. Освальд [12] не нашел галечников, которые характеризовали бы породы Армянского Тавра, выступающие сейчас гигантским барьером на южном берегу озера. Однако по сообщению В. В. Богачева, в конгломератах тортона, в разрезе каньона р. Евфрат, западнее Мушской депрессии имеются много галек, состоящих из пород слюдистых хлоритовых сланцев, кварцитов, мраморов и т. д., т. е. из пород Армянского Тавра.

Следовательно можно заключить, что в тортоне котловина оз. Ван уже была значительно приподнята и вероятно была осушена.

В сармате восточная часть Армянского нагорья—бассейн среднего течения р. Аракс (Араратская, Севанская, Нахиджеванская котловины) была сильно опущена. Исследователями Э. Шапю, Л. Эрентоза, Х. Памир и др. доказано, что за исключением области проливов Босфор и

Дарданелл морской сармат в Анатолии и в основной части Армянского нагорья отсутствует. Следует полагать, что сарматские отложения, развитые в Нахиджеванской, Араратской и Севанской котловинах могут быть связаны только с морской трансгрессией, проникшей из Каспийского бассейна. Нижеприведенная картосхема наглядно показывает эту картину.

Из вышеописанного следует заключить, что развитие морфоструктур и рельефа Анатолии и Армянского нагорья, начиная с олигоцена и, более определенно, с нижнего миоцена шло разными путями. Крупные замкнутые озерные бассейны, оставшиеся еще со времен нижнего миоцена в зоне Центральной Анатолии (когда в Армянском нагорье были развиты обширные трансгрессии нижнего и среднего миоцена), в верхнем миоцене и затем в плиоцене, в результате эпейрогенетического поднятия и роста мегаскладок, были дренированы регрессивной эрозией растущей гидрографической сети, воды которых ушли в море (Р. Фюрон). В результате остались обширные равнины пенеплена и небольшие реликтовые соленые озера полупустынь.

В Армянском нагорье основной этап континентального развития начинается с тортонского века, когда происходят интенсивные поднятия в зоне погребенного под неогеном Арарат-Араксинского палеозойского свода Армянского срединного массива.

Различия описанных палеогеографических условий верхнего палеогена и неогена Анатолийского и Армянского нагорий было намечено очевидно еще в отдаленном геологическом прошлом, когда оформлялись основные крупные тектонические структуры Малой Азии.

Чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить приведенные нами картосхемы тектонического строения Турции и распространения неогеновых осадков. При сопоставлении этих двух схем мы увидим, что границы распространения осадков континентального неогена Анатолии и морского неогена Армянского нагорья совпадают с зоной глубинных разломов Антиохия—Газиантеб—Сивас—Эрзурум—Арарат—Кара-даг и широко развитых в ней офиолитовых интрузий.

Далее, морской неоген в Армянском нагорье развит спорадически в депрессиях системы Внутреннего Тавра, которые разграничиваются также крупными разломами и офиолитами, что характеризует дробление субстрата нагорья до проникновения сюда неогеновых трансгрессий. В Анатолийском нагорье континентальный неоген имеет широкое, почти сплошное развитие. Отложениями неогена перекрыты срединные жесткие массивы и сопряженные с ними древние, т. е. поперечные, складчатоглыбовые пенепленизированные структуры центральной и западной Анатолии.

Унаследованность развития морфоструктур описанных двух нагорий продолжается и в дальнейшем после отступления последних трансгрессий и ингрессий. Причем, в период континентального развития индивидуальные черты макроформ рельефа, специфические для каждой из этих стран, становятся еще более подчеркнутыми.

Пенеплены и педименты весьма широко развитые в западной и центральной Анатолии являются доминирующими типами рельефа.

В Армянском нагорье фундамент нижнего, донеогенового, структурного яруса, как в принципе правильно заметил Ф. Освальд, до отложения неогеновых осадков крупной верхнеолигоценовой альпийской орофазой был превращен в систему блоков.

Глыбы или блоки представляют собой древние консолидированные складчатые сооружения, которые спаяны в центральной зоне Армянского нагорья с разломанным мегаантиклинальным сводом герцинского фундамента, которого мы называем Средне-Араксинским или Армянским мегаантиклинальным сводом. Свод сложен породами девона и пермокарбона, погребен под мантией третичных и четвертичных отложений и выступает местами на дневную поверхность. На крыльях мегаантиклиналь осложнена вторичной складчатостью и разрушена в большей или меньшей степени согласными сбросами (параллельно простиранию структур). В течение весьма длительного периода континентальной денудации и эрозии в зонах описанных разломов были образованы куэстоподобные гряды и широкие асимметричные долины, выполненные отложениями верхнего палеогена (включая и сармат на восточных крыльях куэстовых гряд). Куэсты выходят на дневную поверхность в зоне Урцского хребта и верховья р. Аргичи или же вскрываются буровыми скважинами в зоне, так называемого Паракар-Енгиджинского поднятия. Этот мегаантиклинальный свод, хотя и подвержен расколам, однако играет роль срединного массива подобно Анатолийским, предопределяя направление альпийских структур Малого Кавказа и Армянского Тавра.

Верхний структурный ярус, сложенный мощными неогеновыми вулканогенными и осадочными фациями в Армянском нагорье, помимо пологих дислокаций типа мегаскладок, отразившимися на поверхности рельефа изогнутыми денудационными поверхностями, подвержен крупным разрывным и сбросовым нарушениям не вторичного порядка, подчиненным мегаскладкам, как это отмечает В. Пенк в Анатолии, а «первичными» дизъюнктивами, ожившими в результате дифференциальных вертикальных подвижек до того уже оформившихся глыб нижнего структурного этажа.

Эти движения отображаются в верхнем структурном ярусе, т. е. в морфологии рельефа: 1) деформированными денудационными ступенями—в случае обнажения субстрата, т. е. нижнего структурного яруса. 2) При пологом погружении уровней денудации под отложения подножья, разломы фиксируются резкой сменой фаций (в основном в появлении конгломератов и моласс в зоне депрессий), а в геоморфологическом профиле—пологим переходом уровня выравнивания в предгорную равнину. 3) При наличии осадочного пластичного чехла (глины, мергели, соли и прочие перемежающиеся осадочные слои неогена) глыбовые подвижки в зонах разломов отображаются на поверхности рельефа флексурными деформациями и иногда более резко выраженными де-

формациями смятия (гофрировка) пластичного чехла. Нередки и случаи образования брахискладок в эффузивном чехле.

Переход от Центрально-Анатолийского, прогнутого в мегаскладки, пенеплена в область ступенчато-деформированных уровней выравнивания с характерными формами среднегорного и, затем на востоке высокогорного рельефа Армянского нагорья, т. е. перелома облика макроморф рельефа Анатолийского типа, к типу рельефа Армянского нагорья, особенно четко вырисовывается на стыке описанных выше двух зон глубинных разломов Газьантеб-Сивас и Эрзинджан-Эрзурум. Это зона горных отрогов Антитавра и Антипонта, охватывающие хребты Сирикер, Чиман, Бердича-даг, являющимися водоразделами между бассейнами рек Келькит и Чорох далее через меридионально протягивающиеся возвышенности, в которые врезано antecedentное ущелье р. Евфрат вплоть до котловины Малатья.

В описанной переходной зоне, Центрально-анатолийский пенеплен ступенчато приподнят от 1400 до 2000 и 2300 м до водораздельных плато отмеченных хребтов.

Важнейшая роль в морфоструктуре описанной области принадлежит верхнетретичному и четвертичному вулканизму, образующему обширную область вулканического нагорья Армении. Под эффузивным покровом нагорья расположены два различных структурно-геологических региона:

1. Регион пенепленизированного, в основном, глыбового и складчатого субстрата, сложенного из палеозойских пород (Армянского срединного массива и складчато-глыбовых сооружений Внутреннего Тавра), занимающим основную часть Армянского вулканического нагорья и

2. Регион непленнизированного складчатого, разбитого сбросами субстрата, сложенного, в основном, из третичных и частично мезозойских пород (Понто-Малокавказской складчатой системы).

Для этого региона, подобно окаймляющим нагорье краевым складчатым цепям, значительная часть которых и поныне покрыта неогеновыми эффузиями, характерны кулисообразно расположенные замкнутые структуры как близширотного (Понтийского, Аджаро-Триалетского) простирания, так и Антикавказского—СЗ—ЮВ простирания. Этот регион окаймляет широкой полосой Понто-Малокавказские горные цепи, занимая основную часть вулканического нагорья, расположенного на территории Армянской и Грузинской ССР.

В обеих структурных регионах, почти по всему вулканическому нагорью Армении, улавливается древняя поверхность выравнивания, погребенная под вулканогенно-осадочными породами мэотис-понтической формации (годердзская, вохчабердская свиты, их аналоги—соганлутская, басенская, бингельская свиты и т. д.). Поверхность явно деформирована. На приподнятых тектоно-вулканических массивах она вскрывается в основном в глубоких эрозионных врезках, на абсолютных высотах 2000—2500 м (район Годердзского перевала, верховья рек, прорезающих

Арсинанское, Соганлугское, Гегамское, Варденисское, Палантеканское, Бингельское нагорья и т. д.). В предгорных плато она опускается до отметок 1700—1600 м (Вохчабердский хребет, Ераблурское, Басенское, Карсское, Ардаганское плато, ущелье р. Куры и т. д.). В зонах межгорных депрессий она опускается еще ниже и вскрывается буровыми скважинами — в Севанской котловине на отм. 1600 м, в Араратской котловине и в ущелье р. Аракс (между Кагзваном и Кульпом) 400—500 м и т. д.

Вулканоогенно-осадочная толща, в свою очередь, срезана денудационной поверхностью послепонтического возраста. Мощная кора выветривания приуроченная к этой поверхности и погребенная под новейшими покровами лав в зоне Варденисского хребта, содержит пыльцу среднеплиоценового-киммерийского комплекса. Поверхность эта значительно деформирована. Для склонов нагорья характерны широкие ступени пологих плато, разделенные уступами или бронированные четвертичными лавами. В приподнятых водораздельных зонах вулканических массивов фрагменты этой поверхности поднимаются до отметок более 3000 м, в зонах предгорных плато—до 2000 м, а в зонах межгорных депрессий они погружаются под мощные озерные и аллювиальные отложения до отм. 600 м.

Из изложенного выше становится ясным, что Анатолийское и Армянское нагорья значительно отличаются друг от друга темпом и амплитудой тектонических движений. Имеющиеся геолого-геоморфологические данные дают нам основание считать, что новейшие тектонические движения в условиях Армянского нагорья отображают в существенной мере унаследованные черты древних структур, осложненных разрывными нарушениями, вдоль которых происходят подвижки уже оформившихся ранее глыб. Темп этих подвижек особенно усилился после отложения морских и континентальных фаций неогена (пестроцветные молассовые и гипсоносно-соленосные слои) и вулканогенно-осадочных толщ мэотиса-понта.

Морфологический анализ позволяет высказать определенное мнение о том, что крупные вулканические сооружения, расположенные вблизи Малокавказской структурной зоны, которые внешне кажутся монолитными, сводообразными поднятиями имеют в действительности гетерогенное тектоническое строение.

В области северного вулканического нагорья под Арсинанским, Улгарским, Абдул-Самсарским и Джавахетским массивами, Ардаганским, Ахалкалакским, Цалкинским, Лорийским плато расположены, в основном, широтные Понтийско-Аджаро-Триалетские структуры, которые морфологически отображаются на поверхности эффузивного покрова многочисленными увалоподобными короткими складками и сбросовыми нарушениями (П. Д. Гамкрелидзе, Н. И. Схиртладзе, К. Н. Паффенгольц и др.). Характерно, что количество отмеченных коротких, обычно ассиметричных складок и нарушений увеличивается близ Аджаро-Триалетской (на севере) и Алахюэкбер-Базумской (на юге) горных

систем, где и намечаются главные разломы и надвиговые структуры.

Отмеченные широтные структуры и разрывные нарушения в той или иной форме улавливаются также на тектоно-вулканических массивах.

Следует подчеркнуть, что имеющиеся представления, об овально вытянутых в меридиональном направлении сводах вулканических массивов Абул-Самсарской системы, Джавахетского нагорья (Мокрые горы) основана только на грубо-визуальном истолковании их морфологии.

На Джавахетском нагорье, за исключением некоторых древних, сильно видоизмененных эрозией, экструзивных конусов другие вулканические аппараты отсутствуют. Имеющиеся на водораздельном плато различные купола или прочие увалоподобные формы являются или тектоническими образованиями (как это полагает Н. И. Схиртладзе) или останцевыми формами ледниковой экзарации.

Что касается древних экструзивных куполов, то они располагаются только на северной и южной части нагорья, приурочиваясь к описанным выше «Притриалетским и Прибазумским» зонам дизъюнктивных нарушений, надвигам.

Абул-Самсарское нагорье, подобно Джавахетскому, также имеет сложное структурное строение. Северная его половина располагается на зоне тектонического дробления—Триалетского надвига. В этой зоне, помимо отмеченных брахискладок и разломов, в эффузивной толще имеются также новейшие вулканы и лавовые потоки. На южной половине нагорья таковые отсутствуют. Здесь отмечаются выходы пирокластов и липаритодацитовых экструзий годердзской свиты.

На Центральном вулканическом нагорье погребенные под эффузивную толщу структуры имеют антикавказское СЗ—ЮВ простирание.

Можно считать установленным, что массив Арагац разделен глубинным разломом на два обособленных структурных комплекса. Северо-восточную половину субстрата слагают структуры Памбако-Цахкуняцкого комплекса. Южную и юго-западную половину слагают мощные молассы и прочие вулканогенно-осадочные серии неогена, составляющие северное крыло октемберянского синклинория. Последний является предгорным прогибом или может быть, погребенным под неогеном сбросовой мульдой древней куэсты среднеараксинского герцинского мегаантиклинального свода. Очень вероятно, что подобно другим крупным вулканическим сооружениям вулканического нагорья Армении (Бингель, Палантекан, Армянский хребет) здесь также имеется надвиг, который в общих контурах фиксируется в самой морфологии массива, выраженного в виде опрокинутого к юго-западу ассиметричного щита эффузивного покрова. Относительное превышение северной половины вершинной зоны Арагаца над подножием (Апаран), составляет не более 1000 м, а на юго-западной половине, к Араратской котловине, более 2000 м.

На два обособленных структурных комплекса разделено также Гегамское нагорье. Северная его половина принадлежит к структурному комплексу Цахкуняцкого хребта, а южная часть—к передовому про-

гибу, или краевой моноклинально-сбросовой куэстовой депрессии среднеараксинского свода. Гребень куэсты выступает наружу на юго-восточной окраине Гегамского нагорья в верховьи р. Аргичи.

Примечательно, что по описанному разлому глубинного заложения расположенного на стыке двух разновозрастных структурно-геологических комплексов, а именно: Малокавказской складчатой зоны, где преобладают грубообломочные вулканогенно-осадочные породы кайнозоя и гранитоидные интрузии и среднеараксинского, разбитого сбросами герцинского субстрата, где преобладают мелкообломочные осадочные фации и отсутствуют гранитоидные интрузии, проходит граница гравитационного относительного минимума, которая почти также косо пересекает Арагац, Гегамское нагорье и Варденисский хребет, дугообразно огибая палеозойский фундамент Армянского срединного массива.

В заключении постараемся рассмотреть вопросы сейсмики Армянского нагорья в свете особенностей его морфоструктуры.

Окаймляющие нагорье Понто-Малокавказские складчатые дуги составляют верхний структурный этаж альпийского орогенеза (верхнего палеогена и неогена) эвгеосинклинальной области Малой Азии. Они являются ныне растущими орогенами, обладающими мощными массами грубообломочных пород кайнозоя и частично мезозоя с большим развитием в них гранитоидных интрузий.

Эти горные сооружения имеют глубокие корни. Мощность земной коры (до поверхности Мохоровичича) по геофизическим данным достигает от 60 км (Л. К. Татевосян) до 70 км (Б. К. Балавадзе), причем на долю гранитного слоя приходится примерно 60—70% мощности коры. Описанные орогены в целом обладают недостатком силы тяжести, охватывающие полосу гравитационного минимума менее 120—160 миллигал (в редукции Буге).

Складчато-глыбовые и глыбовые хребты Внутреннего Тавра составляют нижний структурный этаж эвгеосинклинальной области альпийского орогенеза. Они примыкают к раздробленному герцинскому субстрату Армянского срединного массива в центральной части нагорья. Эти горные сооружения сложены тонкозернистыми керитовыми и существенно глубоководными породами палеозоя, мезозоя и частично кайнозоя. В них внедрены преимущественно гипербазитовые интрузии. Гранитоиды в этой области или отсутствуют или занимают незначительное место. Описанная область имеет величину силы тяжести немного ниже нормальной, являясь вместе с тем зоной относительного максимума. В соответствии с вышесказанным следует полагать, что мощность гранитного слоя в этой зоне будет значительно меньше базальтового, то есть находится в обратном сочетании с окаймляющей ее Понто-Малокавказской складчатой областью.

Описанный в самых грубых чертах общий план глубинного строения земной коры однако достаточно ясно отображается в современных тектонических движениях этих двух различных геотектонических зон. Известно, что Армянское нагорье отличается очень высокой сейсмической

активностью. Основная часть землетрясений относится к нормальной с глубиной очагов, достигающих до 50 км, причем наибольшее количество очагов землетрясений располагается на глубинах в интервале от 20 до 35 км.

При таком положении надо полагать, что волны землетрясений в зоне складчатых цепей Малого Кавказа проходят через утолщения коры гранитного слоя и грубообломочного осадочного чехла, тогда как во внутренних цепях на тех же глубинах они проходят через базальтовый слой или мелкообломочную плотную осадочную мантию прорванной офиолитами, сохраняющими непосредственную связь с эклогитовой оболочкой. Отметим, что имеющиеся офиолиты в Понто-Малокавказской области вероятно располагаются во вторичном залегании, оказавшимися перемещенными последующими фазами альпийской складчатости (Н. Пинар и Э. Лан). Доказательством этого предположения служат тектонические контакты офиолитов с вмещающими породами мезо-кайнозойского комплекса.

В соответствии с вышеизложенным, скорость прохождения волн в зоне Малого Кавказа будет значительно меньше, чем в зонах внутренних хребтов Армянского нагорья.

Вследствии этого, Малокавказские дуги, сложенные породами небольшой плотности, обладающие пластичностью, должны служить как бы «поглотителями» сейсмических волн, возникших в неглубоких очагах.

В зонах внутренних хребтов глыбового строения с широким развитием в них ультраосновных пород, расположенных *in situ* и срединных массивах плато-плоскогорий, сейсмические волны проходят беспрепятственно и в соответствующих структурно—геологических условиях, о чем будет описано ниже, образуют сильные или разрушительные землетрясения.

Описанный выше общий морфоструктурный план предопределяет географическое распределение слабых и разрушительных землетрясений.

Известно, что в системе складчатых цепей Малого Кавказа и его предгорий распределены только очаги слабых землетрясений (менее семи баллов), а во внутренних областях Армянского нагорья развиты очаги всех известных сильных и разрушительных землетрясений.

Разрушительные землетрясения локализуются в следующих зонах, имеющих в целом весьма сходные друг с другом морфоструктурные особенности.

1. Эрзинджан-Эрзурумский пояс характеризуется следующим структурно-геологическим разрезом с юга на север.

На юге расположена Дерсимская пенепленизированная глыба герцинского фундамента, выступающая на дневную поверхность из-под окаймляющих ее мезозойских пород. Сложена породами пермо-карбона, является зоной гравитационного максимума.

На севере к ней примыкают складчато-глыбовые хребты и массивы Манзур, Мерджан и Ашкала, принадлежащие к системе Внутреннего Тавра. Они сложены юрскими и меловыми, частично нижнетретичными

породами, подвергшимися интенсивному тектоническому дроблению, и прорванными интрузиями дунитов и серпентинитов.

Глыбовые пенепленизированные структуры этих массивов образуют на склонах ряд ступеней, контролируемых сбросами. В зоне предгорья они переходят в Ерзинджанскую сбросовую мульду сложного рифтового строения.

Ерзинджанский многоступенчатый грабен ограничен с юга крутым надвигом Мерджанского хребта. Центральная часть депрессии представляет собой глубоко опущенный блок, перекрытый мощными отложениями антропогена.

2. Муш-Ванский пояс характеризуется следующим, почти аналогичным с Ерзинджанским, структурно-геологическим разрезом. На южных отрогах Тавра обнажается древний фундамент, сложенный породами силура, девона и карбона. К северу к нему непосредственно примыкает Таврский комплекс, сложенный метаморфическими сланцами, известняками мелового возраста и прорывающими их интрузиями гипербазитов.

Северные обрывистые склоны Тавра в виде гигантского бастиона нависают над передней Муш-Ванской депрессией. Морфология северного склона Тавра обусловлена мощным сбросом, простирающимся на огромное расстояние от Чапакчура (Бингель) на западе до Курдистанских гор на востоке.

Муш-Ванская грабенообразная депрессия разделена излияниями голоценового вулкана Немрут на две части: восточную—Ванскую, занятую озером запрудного генезиса и западную—Мушскую, выполненная мощными отложениями антропогена. Как в Ерзинджанском участке, так и здесь опущенные блоки пододвинуты под системы глыбовых структур Армянского и Внутреннего Тавра.

3. Араратский пояс. На юге расположен Арарат-Среднеараксинский мегаантиклинальный герцинский свод. На севере к нему непосредственно примыкает Армянопарский комплекс, который сложен мезозойскими породами, прорванными офиолитовыми интрузиями.

Вдоль фронтальной линии расположены очаги разрушительных землетрясений Акори, Двин, Игдыр, Кагзван и т. д. На севере эта зона ограничена раздвоенным синклиниorium Араратской депрессии, осложненным крупными продольными сбросами.

За этой зоной расположен погребенный под лавами Талин-Ягледжинский выступ (обнаруженный гравиметрической съемкой) вдоль северного борта которого расположены очаги разрушительных землетрясений Ани, Дигор, Селим.

Таким образом, можно заключить, что все главные очаги разрушительных землетрясений в Армянском нагорье расположены в одинаковых структурно-морфологических условиях, независимо от их географического расположения и общей структурной зональности.

Следует подчеркнуть, что структурные зоны, в которых фиксируются мощные разломы большого простирания, как например: разломы, проходящие через всю Центральную Анатолию и Армянское нагорье

до краевых гирлянд Малокавказских дуг или же вдоль всей Таврской системы, местами не отличаются высокой сейсмической активностью.

Очаги разрушительных землетрясений локализируются только там, где налицо структурное сочетание выступа древнего субстрата типа Мезеты и непосредственно примыкающей к нему системы складчато-глыбовых гор с крупными гипербазитовыми интрузиями, которые надвинуты на ступенчатые грабены рифтового типа.

Далее следует подчеркнуть, что не все участки новейших тектонических, даже интенсивных подвижек, расположенные в складчатой системе Малого Кавказа, являются высокосейсмичными. Так, например, в зонах молодых разломов и грабенов долины р. Мармарик и впадин Малого Севана, сбросовых межгорных депрессий долины р. Памбак и др., очаги сильных или разрушительных землетрясений не отмечены.

Таким образом, причина высокой сейсмичности заключается, по всей вероятности, не столько в интенсивности новейших тектонических движений, сколько в сочетании определенных структурно-морфологических условий, которые вызывают на поверхности Земли землетрясения различной силы при одинаковых глубинах очагов их возникновения.

Ереванский государственный университет

Поступила 8.II.1965.

Ս. Պ. ԲԱԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱՐՁՐԱՎԱՆԴԱԿԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ԱՆԱԼԻԶԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական բարձրավանդակը տեղադրված է Անատոլական և Իրանական սարահարթերի միջև, որպես մի բարձր «լեռների կղզի»։ Բարձրավանդակը եզրավորված է Պոնտական, Փոքր Կովկասի և Հայկական Տավրոսի լեռնաշղթաներով, որոնք իրենց երկրաբանական և մորֆոստրուկտուրային կառուցվածքներով տարբերվում են բուն բարձրավանդակի ավելի հին զանգվածային լեռներից և սրանց մեջ տեղադրված սինկլինալ-գրաբենային բնույթի բազմաթիվ իջվածքներից։

Ինչպես Անատոլական, այնպես էլ Հայկական բարձրավանդակների հիմքը կազմում են հերցինյան հասակի թույլ ծալքավորված մեգաանտիկլինային զանգվածները (Գալաթիայի կամ Կիրշահիրի՝ Անատոլիայում և Միջին-արարսյան կամ Հայկական՝ Հայկական բարձրավանդակում), որոնք կողմնորոշել են ալպյան լեռնակազմության տարբեր ֆազաների ստրուկտուրային հարկերից բաղկացած լեռնային կառուցվածքների ուղղությունները։ Հայկական զանգվածը ենթարկվելով բեկորազատումների մեծ մասամբ թաղված է նեոգենի և անտրոպոգենի նստվածքների տակ։

Հայկական լեռնաշխարհում նշվում է խորքային բեկվածքների երեք խոշոր դասի՝ 1. Սևան-Քաղումի-Ճորոխի, 2. Վեդի — Հայկական պար — Ներքին Տավրոսի, 3. Հյուսիսային Հայկական Տավրոսի։ Այս գոտիներում մեծ տարա-

Ժում ունեն ուլտրահիմքային ինսուրուզիաների խոշոր հլքերը: Սրանք հանդիսա-
նում են ակտիվ տեկտոնական շրջաններ, որոնցում գերիշխում են հնուց ժա-
ռանգված և անընդմեջ հրիտասարդացող խզումները: Անատոլիական և Հայկա-
կան բարձրավանդակների մորֆոստրուկտուրաների պալեոաշխարհագրական
զարգացման ինքնատիպությունն ուրվագծվում է դեռ միջին պալեոգենում, հոր
ձևավորվում են վերը հիշված խորքային բեկվածքները: Վերջիններս փաստորեն
կանխորոշում են պալեոգենի և նեոգենի ցամաքային և ծովային իրարից խիստ
տարբերվող ֆացիաների տեղաբաշխումը Անատոլիական և Հայկական բար-
ձրավանդակներում: Այս բանն ավելի ցայտուն է արտահայտվում նեոգենում,
երբ Հայկական լեռնաշխարհի բազմաթիվ իջվածքներն են թափանցում Միջեր-
կրական և Կասպից ծովերի տրանսգրեսիաները, իսկ Անատոլիական բարձրա-
վանդակն արդեն իրենից ներկայացնում էր կոնտինենտալ զարգացման շրջան:

Ոկսած հելվետ-տորտոնից Հայկական հերցլինյան միգաանտիկլինորիումի
կենտրոնական մասում (Վանա, Ուրմիո և Արարատյան գոգավորությունների
միջև գտնվող շրջան) կատարվում են ինտենսիվ տեկտոնական բարձրացումներ
և կապր Կասպից ու Միջերկրական ծովերի միջև կտրվում է: Սարմաթյան
տրանսգրեսիան, որը մուտք է գործում Կասպից ծովից—հյուսիս Իրանական իջ-
վածքներով—Նախիջևանի, Սևանի և Արարատյան գոգավորությունները, շի-
կարողանում թափանցել Հայկական բարձրավանդակի խորքերը:

Տեկտոնական բարձրացումներն ընթանալով ժառանգված խոշոր մորֆո-
ստրուկտուրաների ընդհանուր հիմքի վրա պլիոցեն-չորրորդականում ստեղծում
են բեկորադատված լեռնադանդվածների և իջվածքների մի բարդ սխտեմ: Պե-
նեպլենները, որոնք Անատոլիայում տիրապետող ուլիֆի ձևեր են, Հայկական
բարձրավանդակում հանդես են գալիս խիստ դիֆերենցված մակերեսների
ձևերով: Խզումնա-բեկորային բնույթի նորագույն տեկտոնական շարժումները
մորֆոլոգիապես իրենց արտահայտում են գտնում կամ դենուդացիոն լեռնա-
յանջային աստիճանների ձևով (Piedmonttreppen), երբ մերկանում է կոշտ
կառուցվածքի ստորին ստրուկտուրային հարկը, կամ նախալեռնային փոքրա-
թեք հարթավայրերի տեսքով, որոնց հիմքի կոմպենսացիոն ձկվածքներում կու-
տակվում են մեծ հզորության մոլասսային նստվածքներ, կամ վերին ստրուկ-
տուրային հարկի պլաստիկ ապարների (նեոգենի կավեր, մերգելներ, աղեր և
այլն) ալիքավորմամբ:

Հայկական բարձրավանդակի մորֆոստրուկտուրաների ձևավորման մեջ
խոշորապույն դեր ունի նեոգեն-չորրորդականի հրաբխականությունը: Հրաբխա-
յին հզոր նստվածքների տակ են թաղված ինչպես բուն Հայկական բարձրավան-
դակի հնագույն զանգվածների դենուդացիոն մակերևույթները, այնպես էլ փոքր
կովկասյան ծալքա-բեկորավոր ստրուկտուրաների հարթեցված և ապա մաս-
նատված հարթեցված մակերևույթները: Վերջիններս զբաղեցնում են Հայկա-
կան և Վրացական ՍՍՌ-ի սահմաններում տարածված հրաբխային բարձրա-
վանդակի մեծ մասը:

Հրաբխային բարձրավանդակի տեկտոնա-հրաբխային արտաբուստ կա-
մարածե բարձրությունների՝ Զավախքի, Արուլ-Սամսարի, Արսիանի, Սողան-
լուղի, Արագածի, Գեղամա, Վարդենիսի, Բյուրակնի, Ծաղկանց և այլն, հիմ-
քում տեղադրված են բարդ, հետերոգեն ստրուկտուրաներ, որոնց տեկտոնա-
կան բարձրացումներն այս կամ այն կերպ իրենց արտահայտում են դառնում
լեռնադանդվածների մակերեսի մորֆոլոգիական կտրվածքներում:

Դիֆերենցիալ բնույթի տեկտոնական շարժումներն արտահայտվում են նաև Հայկական բարձրավանդակի ակտիվ սեյսմիկայով:

Թույլ կամ կործանիչ երկրաշարժերի օջախների աշխարհագրական տարածումը կոդմնորոշվում է վերևում նշված բնդհանուր ստրուկտուր պլանով: Կործանիչ երկրաշարժերի օջախները տեղադրված են Հայկական լեռնաշխարհի ներքին մասերում, այնպիսի ստրուկտուր մորֆոլոգիական պայմաններում, որտեղ առկա են հնագույն հերցինյան բեկորների ցցվածքները և նրանց կից, մեծ մասամբ, մանրահատիկ, ամրակուռ նստվածքային ապարներից և ուտրահիմքային ինտրուզիաներից կազմված ծալքա-բեկորային կառուցվածքները, որոնք խոշոր մասշտաբի բեկվածքներով վրաշարժված են աստիճանաձև գրաբնային իջվածքների վրա:

Թույլ ուժի երկրաշարժերի օջախները տեղաբաշխված են մեծ մասամբ Փոքր Կովկասի ծալքավոր լեռնաշղթաների ստրուկտուր կոմպլեքսում, որտեղ տարածված են երիտասարդ, խոշորահատիկ և փոքր խտություն ունեցող ապարներ ու դրանիտային ինտրուզիաներ: Փոքրկովկասյան ստրուկտուրային կոմպլեքսի նույնիսկ այն հատվածներում, որոնցում նորագույն տեկտոնական շարժումներն արտահայտվում են ամենաակտիվ կերպով (Փամբակ, Մարմարիկ գետերի ավազաններ) ուժեղ երկրաշարժեր չեն արձանագրվում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абих Г. Геология Армянского нагорья (западная и восточная часть). Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общества, кн. XXI—1899 и XXIII—1902.
2. Асланин А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
3. Богачев В. В. и Шишкина А. И. Фауна и флора соленосных отложений Русской Армении. Зап. Кавк. музея, серия А, № 2, Тифлис.
4. Богачев В. В. Миоцен Закавказья. Тр. Азерб. филиала АН СССР, т. X/44, сер. геол., Баку, 1934.
5. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, 1964.
6. Гукасов А. О. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXII, вып. 1, 1910.
7. Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Балян С. П. и др. Геология Армянской ССР том I (геоморфология), Ереван, 1962.
8. Махачек Ф. Рельеф земли, т. II, М., 1961.
9. Мефферт Б. Ф. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в Турецкой Армении летом 1917 г. Изд. геол. комитета, 37, № 1, 1918.
10. Милановский Е. Е. и Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963.
11. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, том II. ИГи АН СССР, 1949.
12. Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. 29, вып. II, 1916.
13. Памир Х. Новые данные об Анатолийских бурых углях. Тр. XVII сесс. Межд. геол. конгресса. М., 1937.
14. Пенк В. Морфологический анализ. ИЛ, М., 1961.
15. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. ГИ АН Груз. ССР, 1958.
16. Стоянов А. А. Отчет о геологических исследованиях летом 1917 г. в Турецкой Армении. Изв. геол. ком-а, 37, № 1, 1918.

17. Фюрон В. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. ИЛ. М., 1955.
18. Arni P. Tektonische Grunelzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. MTA, Ankara, № 4, 1939.
19. Chaput E. Contribution à l'étude géologique de la Turquie Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, ser. 5, 1939.
20. Egaran N. Tectonique de la Turquie et relation entre les unités tectoniques et les gites métallifères de la Turquie. Nancy 1947. (Kurze Berichte aus der Türkei von Y. Ketin. Geol. Rundschau 13, 37, 1949.)
21. Erentoz L. Répartition du néogène en Turquie Lexique stratigraphique international, vol III, Asie—Turquie, Paris, 1960.
22. Geological map of Turkey 1:500 000 MTA. Completed by E. Altınli. Y. Baykal T. Getinger, C. Erentoz, L. Erentoz, N. Tolun etc. 1960, Ankara.
23. Lahn E. Relations entre Tectonique et Sismicité en Turquie. Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, ser. B 17, 1947.
24. Oswald F. Geology of Armenia, London, 1908.
25. Piner N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure) Bull. Soc. Geol. Fr. Paris, 1955, № 1—3.
26. Pamir H. Lexique stratigraphique international. Vol III, Asie-Turquie, Paris, 1960.
27. Tromp S. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic Belt Journ. Geol., Chicago, 55, 1946.

Ռ. Վ. ՄԵԼԻՔՍԵՅԱՆ

ԱՂԱՎՆԱԾՈՐԻ ՍԱՐԱՎԱՆԴԻ ԵՎ ՆՐԱ ԳԼԱՔԱՐԱՅԻՆ ՇԵՐՏԻ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Քուռ-Արաքսյան միջագետքի տարրեր շրջաններում հանդես են գալիս գլաքարերից կազմված բավականին հզոր ծածկոցներ, որոնք հանդիսանում են մինչև շրջապատող ջրադրական ցանցի մնացորդներ: Գլաքարային այդ շերտերը, որոնց հաստությունը առանձին տեղերում հասնում է մեկ տասնյակ մետրի (մինչև 10 մետրի) [6] ծածկում են այն թեք բարձրադիր դարավանդները, որոնք գտնվում են միջլեռնային գոգավորությունների (Արարատյան, միջին Արփայի, Շիրակի, Նախիջևանի) եզրային շրջաններում:

Ներկա հոդվածի նպատակն է տալ սարավանդներից մեկի՝ միջին Արփայի գոգահովտում գտնվող Աղավնաձորի թեք սարավանդի և այն ծածկող գլաքարերի առաջացման վերաբերյալ նոր տվյալներ՝ 1963 թ. մեր կողմից կատարված ուսումնասիրությունների հիման վրա:

Աղավնաձորի սարավանդը փռված է Արփա գետի աջ ափին, Աղավնաձոր-Ռինդ-Էլփին-Արենի գյուղերի միջև: Նա շեղանկյունաձև տարածվում է քարակատար ժայռոտ լեռնազանգվածի հարավում և գառիթափ լանջերով կտրվում է Քարափորձի անտեցեղենտ հովտով, որը նրա համեմատությամբ խորն է 120—180 մ, ըստ որում սարավանդի և Արփայի հունի միջև եղած տարբերությունը մեծանում է հոսանքն ի վեր: Գլաքարերով ծածկված այդ սարավանդը շարունակվում է դեպի արևելք, հասնելով Ողեգիս գետի հովիտը, որտեղ գլաքարային սարավանդի արևելյան հատվածի և նրան արևելքից պարփակող Ողեգիս գետի հունի միջև եղած տարբերությունը 280 մ. է:

Նկատելի է Աղավնաձորի գլաքարային սարավանդի ընդհանուր թեքությունը արևելքից արևմուտք և հյուսիսից՝ հարավ:

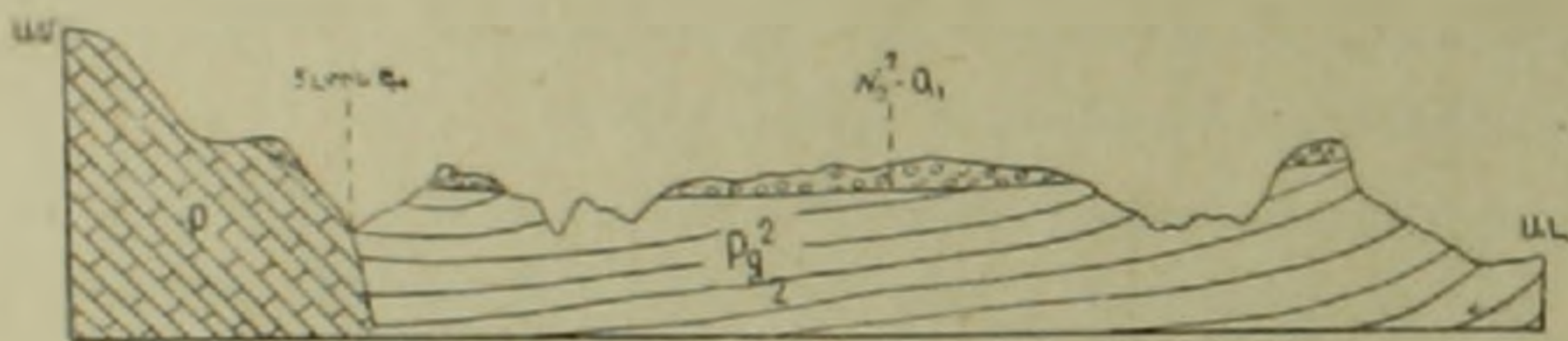
Սարավանդը Աղավնաձոր գետով բաժանվում է երկու անհավասար եռանկյունների, որոնց միկրոռելեֆը փոքր ինչ տարբեր է: Արևելյան «եռանկյունին» կամ բուն Աղավնաձորի սարավանդն իրենից ներկայացնում է դեպի հարավ թեքված, թույլ ալիքավոր մակերևույթ ունեցող մի հարթություն, որի բարձակ բարձրությունը տատանվում է 1200 մ-ից (հարավում) մինչև 1500 մ (հյուսիսում), զբաղեցնելով մոտ 12 կմ² մակերես: Երեք կողմից այն շրջափակված է գառիթափ լանջեր ունեցող Արփա, Աղավնաձոր և Թափառու գետերի հովիտներով:

Արևմտյան «եռանկյունին», որը գտնվում է Աղավնաձոր, Էլփին, Արենի գյուղերի միջև, 100—120 մ. բարձր է բուն Աղավնաձորի սարավանդից և վերջինից տարրերվում է իր թմբա-բլրային ռելեֆով, որն ինտենսիվ էրոզիայի

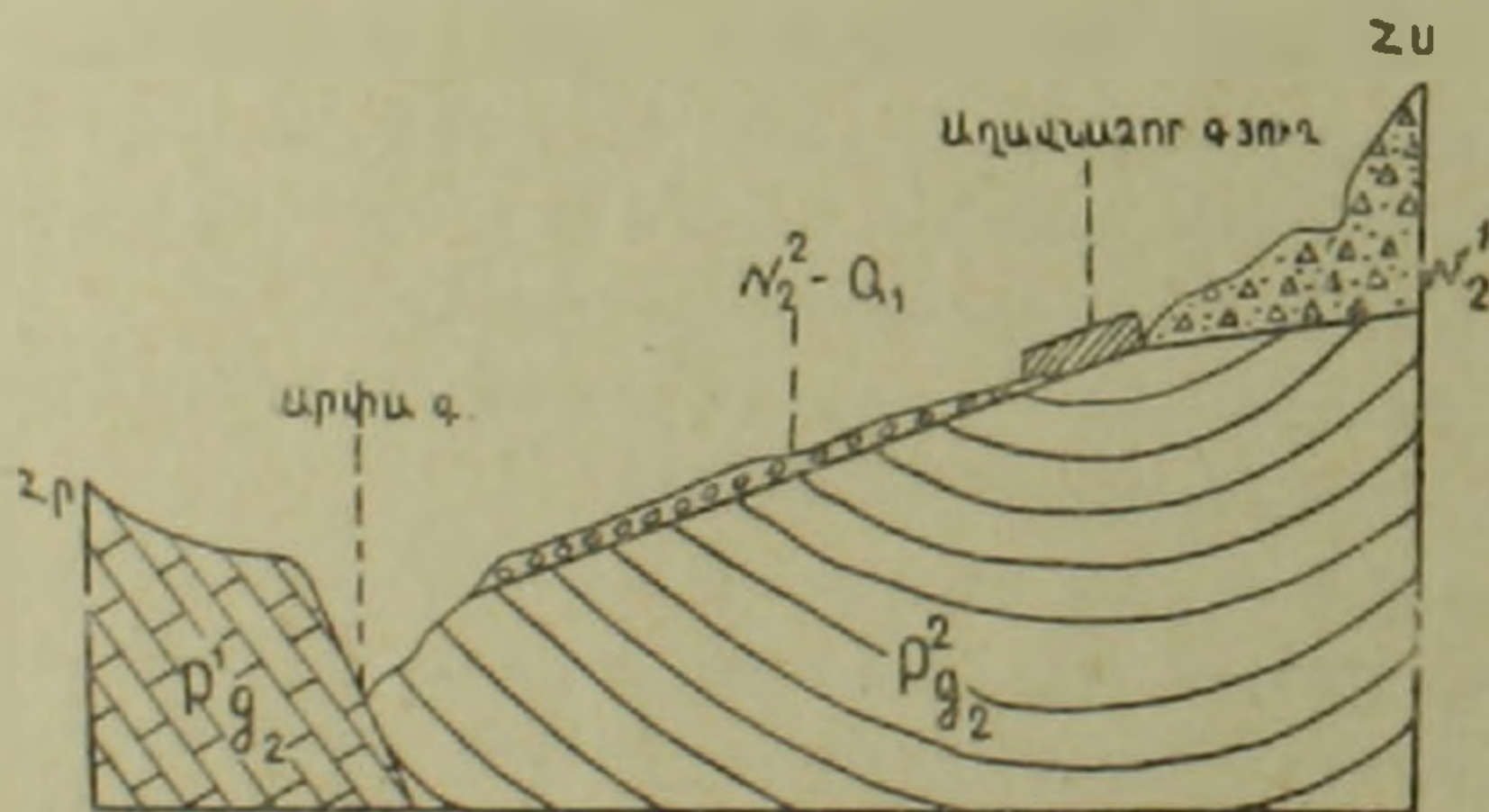
արդունք է: Այս սարավանդի գլաքարային շերտի մեծ մասը կազմված է միջին էոցենի [2] նստվածքային փխրուն ապարներից (մերգելներից, կավերից, մասամբ խառնված տուֆոգնե գոյացումների հետ): Ահա այդ ապարների վրա զարգացած բլրա-խանդակային մակերևույթն իրենից ներկայացնում է ունեֆի բեղլունդային տիպը [8]: Նման բեղլունդներ զարգացած են նաև Աղավնաձորի սարավանդի հարավ-արևելքում՝ Արփա, Եղեգիս և Թափառու գետահովիտների լանջերին, ուր նույնպես մերկանում են միջին էոցենի նստվածքային-հրաբխածին ապարները [8]:

Աղավնաձորի թեք սարավանդը էլփին գետից մինչև Եղեգիս գետն ընկած հատվածում իրենից ներկայացնում է պլիոցենյան հասակի պալեո-Արփայի գոգհովտի վեր քարձրացած հատակի մի հատված: Գեոմորֆոլոգիական դիտումները ցույց են տալիս, որ նրա զգալի մասը դուրս է մնացել Արփայի ոլորտից, որը հաստատվում է գետային էրոզիայի և ալյուվիալ նստվածքների բացակայությամբ: Արփայի հովտի այդ հատվածը գլաքարերի գոյացման շրջանում եղել է այնպիսի մի գոգհովիտ, ինչպիսին այժմ նկատելի է Արաքսի հովտի այն մասում, որը գտնվում է Նախիջևանի ԱՍՍՌ. Օրդուբադի շրջանում:

Այդ ընդարձակ հին հովտի շարունակությունը դեպի արևելք հանդիսանում է Գլաձորի հարթ սարավանդը, համանուն գյուղի շրջանում, որը զուրկ է գլաքարային ծածկոցից: Աղավնաձորի սարավանդի և նրան հարակից փոքր տարածություններ բոնող մյուս սարավանդների մակերևույթները ծածկված են գլաքարային շերտով, որի հաստությունը տատանվում է 1—2-ից մինչև 8—10



Նկ. 1. Աղավնաձորի սարավանդի և նրա կից հատվածների լայնակի կտրվածքը:



Նկ. 2. Աղավնաձորի սարավանդի և նրա կից հատվածների երկայնակի կտրվածքը:

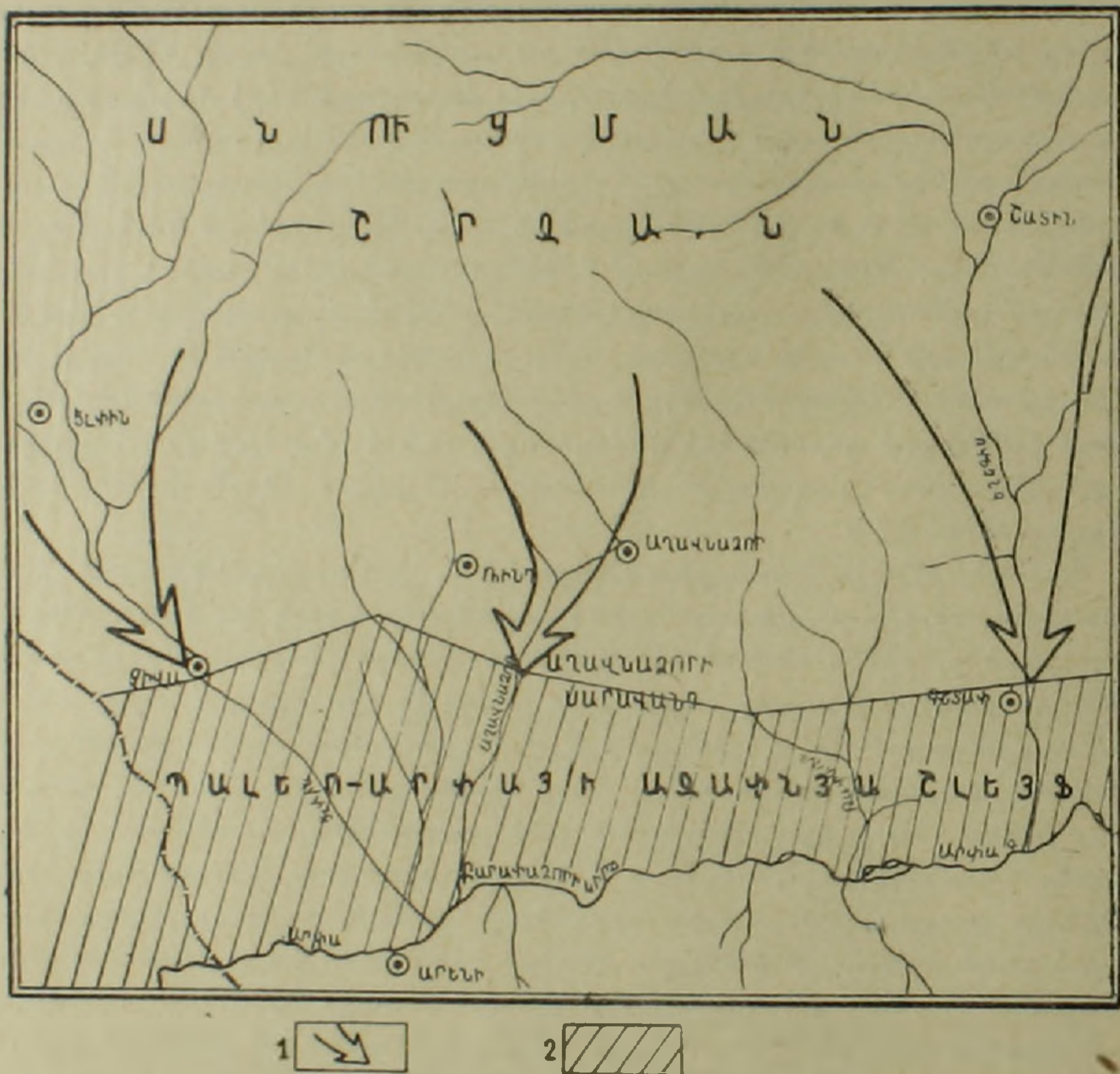
մետր (նկ. 1 և 2): Այդ շերտը կազմված է տարբեր մեծության (մի քանի սմ-ից մինչև 60—65 սմ տրամագծով) գլաքարերից, որոնց հետ խառնված է մանրախիճ, ավաղ և կավ: Շերտախմբում հատ ու կենտ հանդիպում են մինչև 1—1,2 մ տրամագիծ ունեցող հսկա գլաքարեր: Վերջիններիս պետրոգրաֆիական կազմը համեմատաբար միատարր է [5]:

Ըստ Ա. Հ. Գարրիելյանի, նրանք հիմնականում կազմված են էֆուզիվ ապարներից (անդեզիտներ, անդեզիտադացիտներ, դացիտներ, անդեզիտաբազալտներ, բազալտներ, լիպարիտա-դացիտներ): Հազվադեպ հանդիպում են նաև նստվածքային ապարներից կազմված գլաբարեր: Գլաբարերը հիմնականում կլորացված են, բայց հանդիպում են նաև կիսակլորացած գլաբարեր և խոշոր քարաբեկորներ: Ուշագրավ է այն հանգամանքը, որ այստեղ բացակայում է գլաբարերի և նրան խառնված ավադի ու կավի շերտադրույթյուն, որի հետևանքով բացառվում է այդ նստվածքների ալյուվիալ ծագումը: Գլաբարերի ալյուվիալ ծագումը բացառում են համարյա բոլոր հետազոտողները: Բնականորեն հարց է առաջանում, իսկ ինչպիսի ծագում կարող է ունենալ այդ հզոր շերտախումբը, որը այնուամենայնիվ կուտակվել է հոսող ջրերի շնորհիվ: Այլ ճանապարհով տեղափոխված և կուտակված քարաբեկորները դժվար թե վեր ածվեն կլորացած կամ կիսակլորացած գլաբարերի: Հետազոտողների մի մասը գտնում է, որ այդ գլաբարերն ունեն ջրասառցադաշտային ծագում և դոյացել են գլունցի և գլունց-մինդելի ժամանակաշրջանում: Նրանց ջրասառցադաշտային ծագումը պաշտպանում են Կ. Ն. Պաֆֆենհոլցը [2], Ա. Տ. Ասլանյանը և Ս. Պ. Բալյանը [4]: Ա. Հ. Գարրիելյանը [5] գտնում է, որ այս գլաբարերն այստեղ կուտակվել են Գեղամա լեռնաշղթան պլեյստոցենում ծածկված սառցադաշտերի հալվելու հետևանքով, հրք սառցահալքից գոյացել են հզոր ջրահոսքեր: Այդ նույն կարծիքին է նաև Ն. Վ. Դումիտրաշկոն, բայց նա դրանց առաջացումը պայմանավորում է մի քանի գործոնների կոմպլեքսով, այն համարելով ջրասառցադաշտային-գետային-հեղեղատային կուտակում, դոյացած Ափշերոնում—ստորին պլեյստոցենում [7]:

Սակայն, ինչպես իրավացիորեն նշում է Ն. Վ. Շանցերը [9], ճիշտ չի այն տեսակետը, որ ջրասառցադաշտային նստվածքներ կարող են առաջացնել այն բոլոր գետերը, որոնք սնվում են սառցադաշտերից: Ներկայումս բազմաթիվ գետեր երկրագնդի մի շարք բարձրադիր լեռնային շրջաններում սկիզբ են առնում սառցադաշտերից և կլիմայական փոփոխությունների (տաքացման) հետևանքով սառցադաշտային լեզվակները առաջացնում են հզոր հեղեղատներ, որոնք իրենց հետ քշելով հողմնահարված ապարները նստեցնում են գետի տարրեր հատվածներում, ընդհուպ մինչև գետաբերանը: Սակայն այդ նրստվածքները ջրասառցադաշտային անվանել չի կարելի, քանի որ յուրաքանչյուր դեպքի և մասնավորապես լեռնային գետերի գետաբերուկները գետի մեջ մուտք են գործում ոչ միայն վերահիշյալ ճանապարհով, այլև բազմաթիվ այլ ճանապարհներով և պատկանում են ծագման տարրեր տիպերի՝ դելյուվիալ, էլյուվիալ, սողանքային, ցրոնային և այլն, որոնք հետադայում վերամշակվում են գետի կողմից, վերածվելով գլաբարերի, ավադի, կավի, նստելով հովտի հատակին որպես ալյուվիալ նստվածքներ [3]: Մյուս կողմից ջրասառցադաշտային նստվածքները հիմնականում հանդես են գալիս սառցադաշտին կից շրջանում (զանդրային դաշտ), իսկ Աղափնածորի և նրա մյուս սարավանդերը բավականին հեռու են չորրորդական սառցադաշտերի տարածման շրջանից: Այսպիսով, այդ գլաբարերի առաջացումը չպետք է համարել ջրասառցադաշտային:

Աղափնածորի շրջանի գլաբարային շերտի գոյացումը, մեր կարծիքով, պայմանավորված է հիմնականում այն հզոր հեղեղներով ու սելավներով, որոնք սկիզբ առնելով Գեղամա բարձրավանդակի հարավային հատվածը կազմող Քարակատար լեռնաշղթայի հարավային լանջերին, լվացել և տեղատարել են

այդ լեռնաշղթան կազմող պլիոցենի [7] հրաբխածին-պրոլյուվիալ և պալեո-գենի հրաբխածին շերտախմբերի ապարները (Ֆիգ. 3)։ Պլյուվիալ պերիոդում առատ մթնոլորտային տեղումների ժամանակ, այդ լեռներից այստեղ մուտք գործող մի քանի ջրահոսերը (Պալեո-էլփին, Պալեո-Աղավնաձոր, Պալեո-Թաքաուլու և Պալեո-Շղեգիս) վարարելով և վերածվելով հեղեղների ու սելավների, բշել-տարել են նույնիսկ 1 մ-ից ավելի տրամագիծ ունեցող հսկա գլաքարեր։ Նման խոշոր գլաքարեր տեղափոխող սելավային հոսքի մենք ականատես ենք հղանք Շրևանում 1946 թ. գարնանը՝ Գետառի վարարման ժամանակ, որը սակայն, ոչ մեկը սառցադաշտային հոսքի արդյունք չի համարվում, որովհետև Գետառի ավազանում ոչ մի տեղ 1946 թ. սառցադաշտ չկար և ընդհանրապես



Նկ. 3. Աղավնաձորի սարավանդի գլաքարերի սնուցման և կուտակման շրջանների սխեմատիկ քարտեզ։

չի եղել։ Այսպիսով, համոզեցուցիչ չի այն հեղինակների պնդումը, թե իբր նկարագրվող շերտախմբի մեջ հանդես եկող խոշոր գլաքարերը կարող են բերվել միայն սառցադաշտերի հալքից առաջացող հզոր ջրահոսքերի կողմից։ Իրանով, տեսնեսում են բնության մեջ նկատվող երևույթները։

Հետևություն։ Վերին պլիոցեն — ստորին պլեյստոցենում Պալեո-Արփայի հովիտը էլփին-Աղավնաձոր-Գետառի-Արենի հատվածում իրենից ներկայացրել է մի բնորոշ հովիտ (8—9 կմ. լայնությամբ), որի աջափնյա մշտահոս ջրահոսքերը հովտի հատակի աջափնյա մասում առաջացրել են խոշոր պրոլյու-

վիայի արտածման կոնկրետ վերջիններս միաձուլվելով իրար, Քարակառուար լեռնազանգվածի ստորոտում ստեղծել են ստորոտային շրջիֆ:

Հետադայում նորագույն տեկտոնական շարժումների միջոցով Արփայի հունի իջեցման և կից լանջերի բարձրացման շնորհիվ, իջնում է Արփայի վերահիշյալ աջափնյա վտակների էրոզիայի բաղիսը՝ Արփա գետը, պատճառ դառնալով այդ պրոյուկիայի շրջիֆի հետագա մասնատմանը: Շրջիֆի առանձին հատվածները սլահպանվել են մինչև օրս բարձրագիր թեք սարավանդների ձևով:

ՀՍՍՌ ԳԱ

Ընդունված է 5.IX.1964.

Ներհարանական գիտությունների ինստիտուտ

Ախալաղագույրյան սեկտոր

Р. В. МЕЛИКСЕТЯН

ОБ ОБРАЗОВАНИИ АХАВНАДЗОРСКОГО ПЛАТО И ЕГО ГАЛЕЧНОГО ПОКРОВА

Р е з ю м е

В бассейне среднего течения реки Арпа расположено Ахавнадзорское плато, покрытое толщей галечников, мощностью от 1 до 10 м.

По данным некоторых авторов (К. Н. Паффенгольц, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, С. П. Бальян и др.), эти галечники имеют флювиогляциальное происхождение. На основании подробного ознакомления с этими галечниками во время полевых работ в 1963 г, автор пришел к выводу, что толща галечников Ахавнадзорского плато имеет пролювиальное происхождение и возникла при мощных паводках и селях, которые образовавшись после обильных атмосферных осадков на южных склонах Каракатарского хребта (в южной части Гегамского нагорья), размывали и денудировали слагающие этот хребет вулканогенно-пролювиальные толщи плиоцена и палеогена. Некоторые водотоки, протекавшие из этих гор (Палео-Эльпин, Палео-Ахавнадзор, Палео-Тапару и Палео-Элегис) в правобережной части дна долины Палео-Арпа создали свои крупные пролювиальные конусы выноса, которые сливаясь образовали шлейф подножья. Впоследствии этот шлейф расчленялся на отдельные сегменты, фрагменты которых сохраняются в виде отдельных небольших плато.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Գաբրիելյան Ա. Հ., Հասարայան Վ. Պ., Ասատրյան Հ. Ա. Արևմտյան Վայրի «Դարալսգյազի» գեոմորֆոլոգիայի հարցի շուրջը: Հայկական ՍՍՌ ԳԱ տեղեկագիր, բնական գիտությունների № 1, 1947.
2. Պալիֆենիույ Կ. Ն. Հայաստանի և Փոքր Կովկասի նրա կից մասերի գեոլոգիական ակնարկը: ՀՍՍՌ ԳԱ հրատ., Երևան, 1946.
3. Абрамян Г. С. К вопросу о флювиогляциальных отложениях Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геологические и географические науки, т. XV, № 6, 1962.
4. Асланян А. Т. и Бальян С. П. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 28, № 6, 1953.
5. Габриелян А. А. К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников южной Армении. ДАН Арм. ССР, т. IV, № 2, 1946.

6. Габриелян А. А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. ДАН Арм. ССР, т. XXVII, № 2, 1958.
7. Думитрашко Н. В. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. Тр. Ин-та географ. АН СССР, вып. 74, Мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР, 18, 1958.
8. Зограбян Л. Н. Айоцзорский район. Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, изд. АН Арм. ССР, 1962.
9. Шанцер Е. В. К изучению о фациях континентальных осадочных образований. Бюллетень по изучению четвертичного периода, № 13, 1948.

Г. А. АЛЕКСАНДРЯН

СЕЗОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ
В АРМЯНСКОЙ ССР

Сезонное распределение атмосферных осадков в настоящей работе исследовано на основе осредненных по климатическим районам данных, за целые календарные месяцы. Климатическое районирование взято по А. Б. Багдасаряну [1], за исключением того, что Айоцдзорский район отделен от Араратской котловины.

В основу разработки методики деления года на сезоны по атмосферным осадкам положено внутригодовое распределение многолетних осадков в процентах от годовой суммы. Для контроля полученных результатов, в работе использовано также внутригодовое распределение месячных количеств осадков в градациях 0,1—1,0, 1,1—5,0, 5,1—10,0, 10,1—20,0 и более 20 мм за сутки, подсчитанное за период с 1954 по 1960 гг.

Для подсчета внутригодового, а затем и сезонного распределения осадков использованы данные 95 метеорологических станций и постов следующей продолжительностью наблюдений.

Таблица 1

Число пунктов с продолжительностью наблюдений в годах

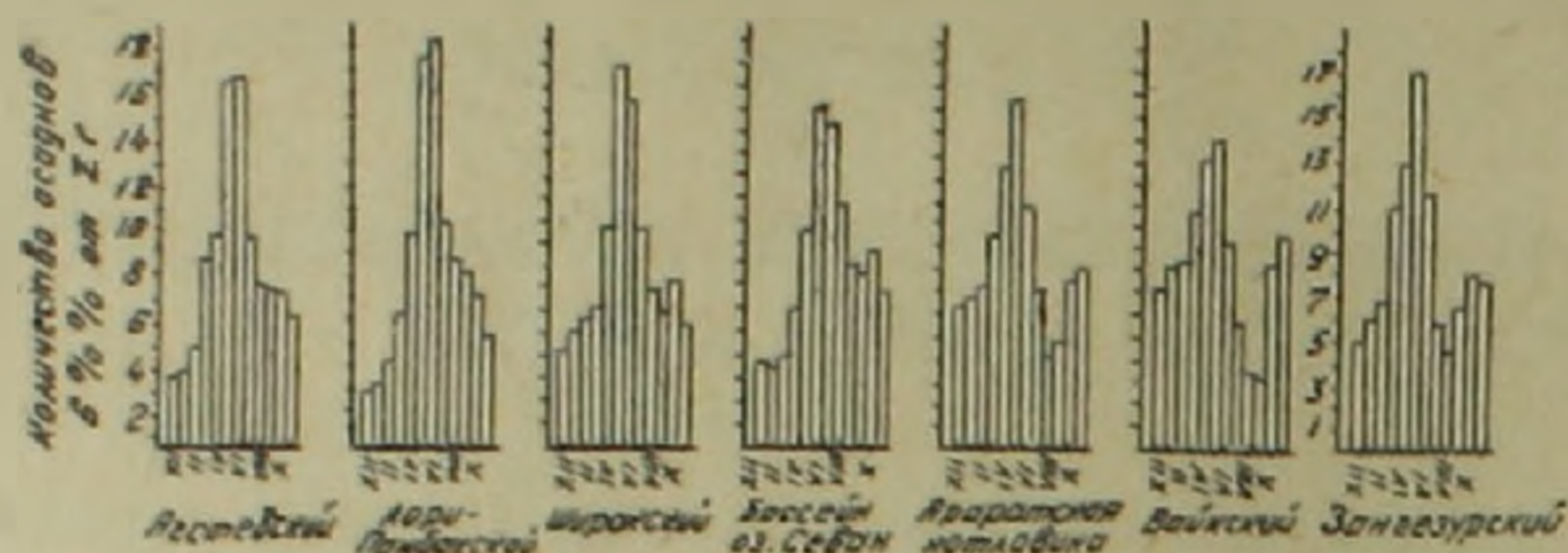
	7—10	10—20	20—30	Более 30	Всего
Число пунктов	12	16	28	29	95
% от общего числа . .	12,6	16,9	29,5	41,0	100

Как видно из данных этой таблицы, более 70% пунктов имеют продолжительность наблюдений более 20 лет, причем 41%—более 30 лет. Количество осадков для пунктов с продолжительностью наблюдений менее 30 лет приведены, обычно принятым в климатологии методом, к тридцатилетнему ряду.

Результирующие данные по количеству осадков в процентах от годовой суммы по отдельным климатическим районам сведены в таблицу и показаны графически (фиг. 1).

Анализ материалов табл. 2 и графиков (фиг. 1) показывает, что внутри года имеются относительно резко выраженные границы изменения количества осадков как в сторону их увеличения, так и уменьшения.

Так, например, в Агстевском, Айоцдзорском и Зангезурском климатических районах в течение декабря-февраля месяцев количество осадков от месяца к месяцу растет в пределах на величину 0,2%—1,1% от годовой суммы осадков. Этот период в указанных районах считаем периодом зимнего режима выпадения осадков.



Фиг. 1. Месячные количества осадков в процентах от годовой суммы по отдельным климатическим районам.

От февраля к марту замечается довольно резкий рост количества осадков (на величину 2,5%—4,1% годовой суммы). Этот рост превышает максимальное изменение осадков от месяца к месяцу зимнего сезона в 2,5—3,5 раза. Такой значительный рост количества осадков от февраля к марту указывает на то, что, видимо, начинается новый сезон по режиму выпадения осадков. В Агстевском районе большой рост количества осадков продолжается до июня месяца, составляя в июне 16,8% годовой суммы. В Айоцдзорском и Зангезурском районах интенсивный рост осадков продолжается до мая месяца, составляя 13,8% и 16,9% от годовой суммы соответственно. Период большого роста количества осадков в указанных районах (март—май, июнь месяцы) можно назвать периодом весеннего режима выпадения осадков.

От июня к июлю (Агстевский район) и от мая к июню (Айоцдзорский и Зангезурский районы), в противоположность весеннему сезону, наблюдается довольно резкий спад в количестве осадков, что, видимо, указывает на переход к новому—летнему режиму выпадения осадков. Уменьшение количества осадков от весеннего к летнему сезону составляет 4,5—7,3% от годовой суммы.

Таблица 2

Количество осадков по климатическим районам в процентах от годовой суммы

Климатические районы	М е с я ц ы												Годовая сумма
	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
1. Агстевский	3,3	3,5	4,6	8,3	9,7	16,6	16,8	9,5	7,4	7,2	7,1	6,0	567
2. Лори-Памбакский . .	2,6	2,8	4,0	6,2	9,7	17,6	18,5	10,2	8,5	7,9	6,9	5,1	683
3. Ширавский	4,4	5,3	5,7	6,3	9,9	17,2	15,4	9,7	7,1	6,1	7,4	5,5	525
4. Бассейн оз. Севан . .	3,8	3,8	4,0	6,3	9,7	15,3	14,5	10,9	8,2	7,8	8,8	6,9	476
5. Араратская котловина	6,3	6,8	7,3	9,6	12,6	15,6	10,7	7,0	4,0	4,7	7,5	7,9	468
6. Айоцдзорский	7,1	8,1	8,3	10,8	13,0	13,8	9,3	5,5	3,3	3,2	8,3	9,5	507
7. Зангезурский	4,8	5,7	6,6	10,7	12,8	16,9	11,4	5,5	4,3	6,2	7,7	7,9	561

Величина уменьшения количества осадков от весеннего сезона к летнему превышает максимальное изменение количества осадков от месяца к месяцу зимнего сезона в 4,5—6,5 раза. Для большей убедительности укажем, что уменьшение количества осадков от весеннего сезона к летнему в Агстевском районе (7,3%) больше, чем сумма декабрьских и январских осадков, взятых вместе (6,8%).

Из данных табл. 2 и графиков (фиг. 1) видно, что в Агстевском районе, начиная с июля месяца и до ноября включительно наблюдается постепенный, незначительный спад количества осадков от месяца к месяцу. Уменьшение количества осадков от месяца к месяцу в этом сезоне составляет 0,1—1,4% от годовой суммы. Некоторое исключение составляет переход от июля к августу.

Иначе выглядит картина в Зангезурском и Айоцзорском районах. Здесь постепенное уменьшение количества осадков продолжается до августа и сентября месяца соответственно. Уменьшение количества осадков в летнем сезоне от месяца к месяцу в подавляющем большинстве случаев составляет 0,1—2,2% от годовой суммы. Если в летнем сезоне количество осадков от месяца к месяцу уменьшается порядка на 0,1—2,2%, то в сентябре и октябре месяцах имеет место увеличение количества осадков порядка 1,5—5,1% от годовой суммы. Значит общее увеличение осадков составляет 1,6—7,3% от годовой суммы.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что в Агстевском районе с июля и до ноября месяца включительно не происходит смены режима выпадения осадков, а в последних двух районах с сентября и октября месяцев соответственно начинается новый—осенний режим выпадения осадков.

От ноября к декабрю опять наблюдается относительно резкое падение количества осадков, порядка 2,4%—2,7% от годовой суммы, т. е. начинается зимний режим выпадения осадков.

Следует оговориться, что названия сезонов по режиму выпадения осадков (зимний, весенний, летний и осенний) сугубо условные. Они даны только лишь потому, что в условиях Армянской ССР эти периоды резкого изменения количества осадков примерно совпадают с календарными обозначениями сезонов года.

Производя таким же порядком разделение года на отдельные сезоны для всех семи климатических районов республики, можно установить следующую примерную закономерность перехода от одного условного сезона года к другому по режиму выпадения осадков.

Анализ данных табл. 3 показывает, что скачок в количестве осадков в сторону их роста, при переходе от зимнего сезона к весеннему, для всех районов республики примерно одинаковый и в среднем составляет 3,4% от годовой суммы осадков. Это дает основание полагать, что для условий Армянской ССР переход от зимнего сезона к весеннему можно считать осуществленным, если рост количества осадков от последнего месяца зимнего сезона к первому месяцу весеннего сезона составляет 3,0% и более от годовой суммы осадков.

Таблица 3

Разность между месячными значениями осадков при переходе от одного сезона к другому (проценты от годовой суммы)

Климатические районы	При переходе от зимы к весне	При переходе от весны к лету	При переходе от лета к осени	При переходе от осени к зиме
Агстевский	II—III +3,7	VI—VII —7,3	нет перехода	XI—XII —2,7
Лори-Памбакский	III—IV +3,5	VI—VII —8,3	нет перехода	XI—XII —2,5
Ширакский	III—IV +3,6	VI—VII —5,7	IX—X +1,3	XI—XII —1,1
Бассейн оз. Севан	III—IV +3,4	VI—VII —3,6	IX—X +1,0	XI—XII —3,1
Аракатская котловина	III—IV +3,0	V—VI —4,9	IX—X +2,8	XI—XII —1,6
Айоцзорский	II—III +2,5	V—VI —4,5	IX—X +5,1	XI—XII —2,4
Зангезурский	II—III +4,1	V—VI —5,5	VIII—IX +1,9	XI—XII —2,6
Среднее	+3,4	—5,6	+1,7	—2,3

Подобным же образом можно считать переход от весеннего сезона к летнему осуществленным, если скачок в количестве осадков в сторону их убывания от последнего месяца весеннего сезона к первому месяцу летнего сезона составляет 5,0% и более от годовой суммы осадков.

Переход от летнего сезона к осеннему считается осуществленным тогда, когда скачок количества осадков в сторону их роста составляет 1,5% и более.

И наконец, при переходе от осеннего сезона к зимнему скачок количества осадков в сторону их убывания от последнего месяца осеннего сезона к первому месяцу зимнего сезона составляет 2,0% и более от годовой суммы осадков.

Результаты исследований показывают, что районирование территории по сезонному распределению осадков в основном совпадает с климатическим районированием А. Б. Багдасаряна [1]. Расхождение имеет-ся только в двух случаях.

По сезонному режиму осадков Айоцзорский район отличается от Аракатской котловины, во-первых, тем, что сезон зимнего режима осадков короче, а весеннего — длиннее на один месяц. С другой стороны, переход от зимнего сезона к весеннему в Айоцзорском районе выражен менее ярко, чем в Аракатской котловине и, наоборот, переход от осеннего сезона к зимнему, особенно от летнего к осеннему: выражен значительно ярче. Такая разница в режиме осадков, на наш взгляд, указывает на то, что климат Айоцзорского района по сравнению с Аракатской котловиной более континентален. Результаты исследований пока-

зывают также, что по сезонному режиму осадков Ширакский район и бассейн оз. Севан идентичны.

Конечно, эти вопросы требуют дальнейших, более глубоких исследований, однако приведенные примеры достаточно ярко показывают, что при установлении общих критерий перехода от одного климатического сезона к другому, необходимо учитывать все климатообразующие факторы в совокупности, в том числе и обязательно сезонный режим распределения осадков.

Как было отмечено в самом начале, сезонное распределение осадков исследовано на основе осредненных по климатическим районам данных за целые календарные месяцы. Естественно, что такой подход дает лишь приближенное представление о границах сезонов года, так как начало или конец того или иного климатического сезона не обязательно должно совпадать с началом или концом календарного месяца. С другой стороны, использование осредненных данных по заранее выбранным районам может вносить некоторую неточность в районировании территории по режиму выпадения осадков.

Во избежание перечисленных выше погрешностей, на наш взгляд, необходимо, во-первых, более детально исследовать переходные от одного сезона к другому месяцы. Желательно уточнение границ отдельных сезонов производить, если не на основе анализа суточных сумм осадков, то хотя бы пентадных или декадных. Во-вторых, сезонное распределение осадков исследовать по каждому пункту в отдельности, а затем уже сгруппировать их в отдельные районы.

В целях уточнения полученных результатов исследовано также внутригодовое и сезонное распределение осадков по отдельным градациям.

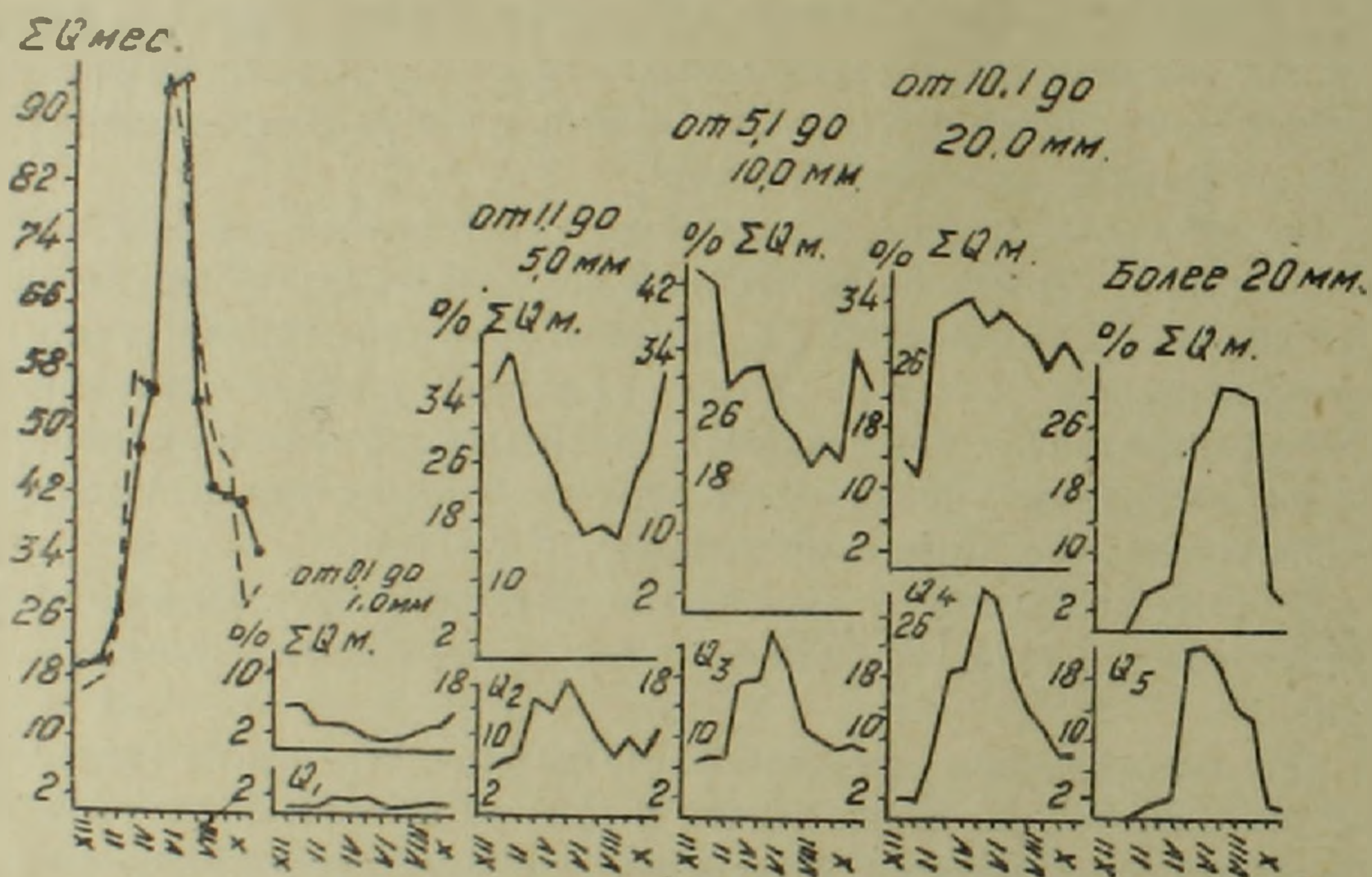
Для исследования сезонного распределения осадков по градациям взят относительно короткий период с 1954 по 1960 гг. Ограниченность периода регламентируется, в основном, чисто техническими соображениями, так как были исследованы суточные количества осадков по 95 метеорологическим станциям с разбивкой их на градации 0,1—1,0, 1,1—5,0, 5,1—10,0, 10,1—20,0 и более 20 мм за сутки, что довольно трудоемкая работа. С целью оценки допущенной погрешности в результате использования материалов короткого ряда, произведено сравнение среднемесячных количеств осадков по климатическим районам выбранного семилетнего ряда с многолетним.

Результаты сравнения показали, что в годовых суммах осадков расхождение колеблется от -4% до $+6\%$. Несколько пестрая картина получается для месячных сумм, что вполне естественно. Так, например, из числа 84 месяцев (12 месяцев по каждому из семи районов) в 9 (11%) месяцах имеется полное совпадение данных семилетнего ряда с многолетним, в 39 (46%) расхождение не превышает $\pm 10\%$ от месячной нормы осадков, в 17 (20%) месяцах расхождение колеблется в пределах $\pm 15\%$, в 11 (13%) месяцах — $\pm 20\%$ и только в 8 (10%) месяцах расхождение превышает $\pm 20\%$ от месячной нормы осадков. Как видно из

сказанного, в подавляющем большинстве месяцев (77%) расхождение не превышает $\pm 15\%$ от месячной нормы осадков. Если к этому добавить, что в годовом разрезе расхождение не превышает $\pm 5\%$, то, на наш взгляд, имеется полное основание полагать, что для сравнительного анализа взятый ряд вполне пригоден.

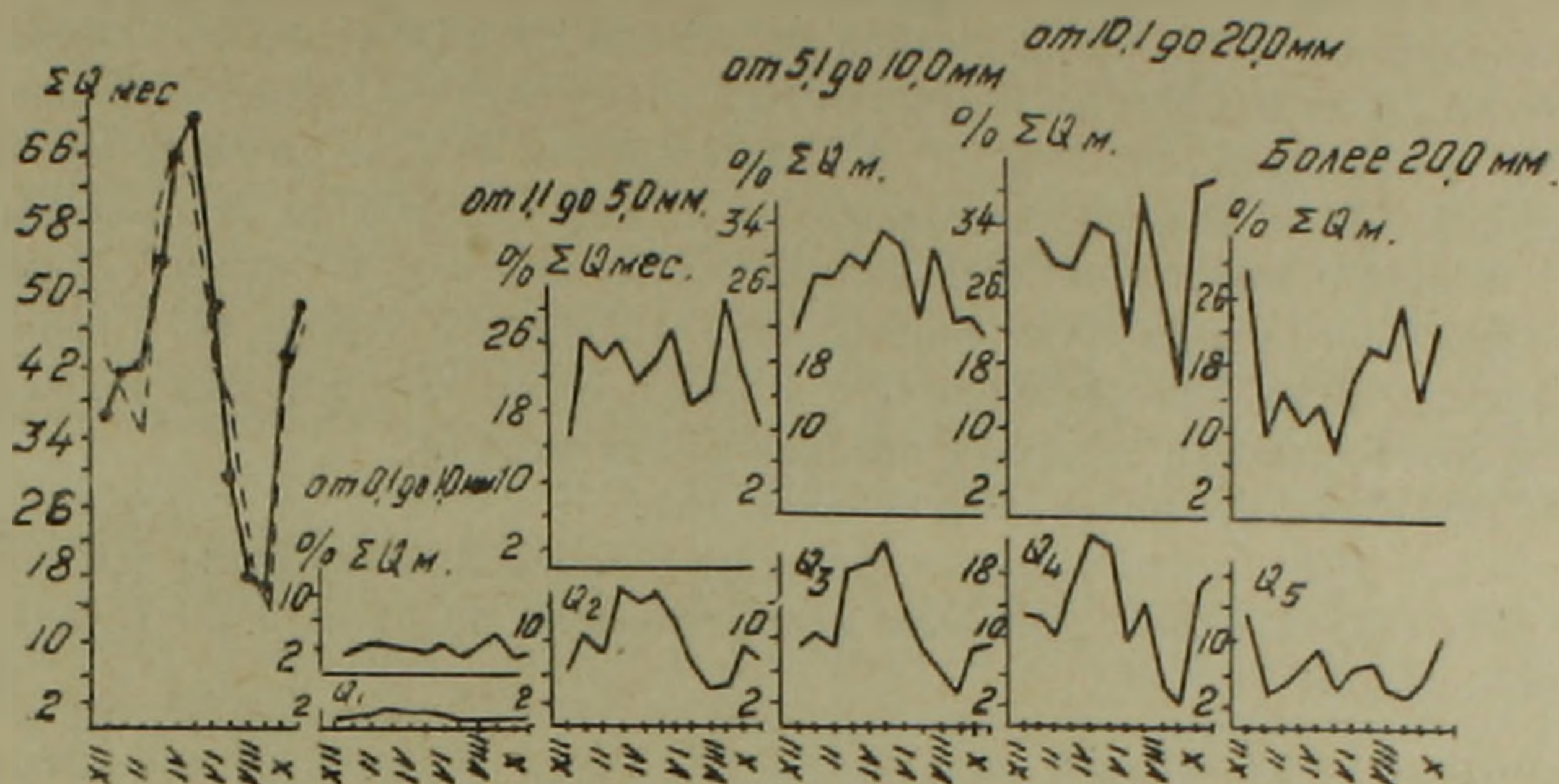
Результаты обработки материалов по месячным суммам суточных количеств осадков разных градаций, выраженные в миллиметрах и в процентах от всей месячной суммы для трех анализируемых детально районов представлены графически (фиг. 2—4).

Анализ цифрового материала и графиков показывает, что месячные суммы суточных количеств осадков разных градаций, выраженные в миллиметрах и взятые в процентах от месячной суммы осадков для некоторых градаций, имеют различный годовой ход.

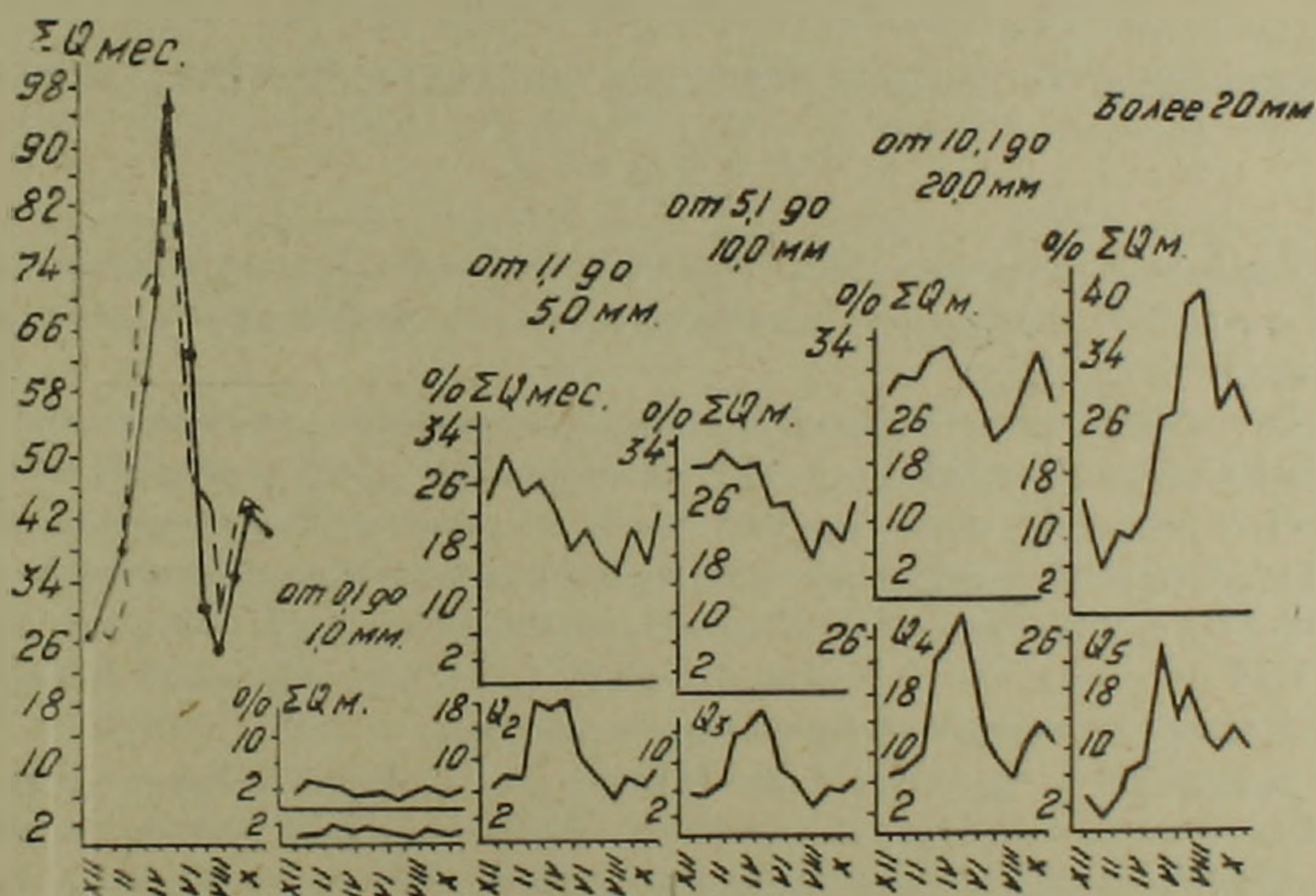


Фиг. 2. Месячное количество суточных осадков разных градаций, выраженное в миллиметрах и в процентах от месячной суммы для Агстевского района.

Так, например, в Агстевском, Айоцзорском и Зангезурском районах месячные суммы осадков, выраженные в миллиметрах и в процентах от месячной суммы для градаций 0,1—1,0, 1,1—5,0 и, частично, 5,1—10,0 мм за сутки имеют почти противоположный ход. Для градаций же 10,1—20,0 и более 20 мм за сутки они совпадают. Это указывает на то, что преобладающая роль в накоплении месячных сумм осадков в холодную часть года принадлежит, в основном, осадкам до 10 мм за сутки, а в теплую часть года—осадкам более 10 мм за сутки. К этому же результату можно прийти сравнением годового хода среднемесячных количеств осадков с годовым ходом среднемесячных осадков разных градаций. Так, например, просматривая графики (фиг. 2—4) легко убедиться, что в Агстевском, Айоцзорском и Зангезурском районах годовой ход среднемесячных осадков более 10 мм, особенно от 10,1 до 20,0 мм за сутки,



Фиг. 3. Месячное количество суточных осадков разных градаций, выраженное в миллиметрах и в процентах от месячной суммы для Айоцзорского района.



Фиг. 4. Месячное количество суточных осадков разных градаций, выраженное в миллиметрах и в процентах от месячной суммы для Зангезурского района.

почти идентичны с годовым ходом среднемесячных осадков для всего района. Такая картина наблюдается и во всех остальных климатических районах. Такое сходство годового хода среднемесячных осадков градаций от 10,1 до 20,0 мм за сутки с годовым ходом общих осадков, указывает на то, что в накоплении месячных сумм осадков в Армянской ССР решающими являются осадки от 10,1 до 20,0 мм за сутки.

Результаты исследований сезонного распределения количества осадков разных градаций подтверждает вышесказанное.

Из анализа данных внутригодового распределения осадков разных градаций явствует, что за период от ноября по апрель месяцы включительно сумма осадков до 10 мм за сутки составляет в Агстевском районе 68%, в Айоцдзорском 51% и в Зангезурском 57%, а более 10 мм за сутки 32, 49 и 43% соответственно от суммы осадков за эти месяцы. За период с мая по октябрь включительно картина меняется. Сумма осадков до 10 мм за сутки составляет в Агстевском районе 44, в Айоцдзорском 48 и в Зангезурском 42%, а более 10 мм за сутки уже 56, 52 и 58% соответственно от суммы осадков за эти месяцы.

Преобладание количества осадков более 10 мм за сутки и, особенно, от 10,1 до 20,0 мм наблюдается также из анализа годовых сумм осадков разных градаций по отдельным климатическим районам и по республике в целом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Сектор географии

Поступила 12.X.1964.

Գ. Ա. ԱԼԵՔՍԱՆԴՐԻԱՆ

ՄԹՆՈՂՈՐՏԱՅԻՆ ՏԵՂՈՒՄՆԵՐԻ ՍԵՋՈՆԱՅԻՆ ԲԱՇԽՈՒՄԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-ում

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում մթնոլորտային տեղումների սեզոնային բաշխումը հետազոտված է առանձին կլիմայական շրջանների համար միջինացված ամսական տվյալների հիման վրա:

Ըստ մթնոլորտային տեղումների տարին սեզոնների բաժանելու մեթոդ մշակելու հիմքում դրված է տեղումների բազմամյա միջին արժեքների ներտարեկան բաշխումը՝ արտահայտված նրանց տարեկան գումարի տոկոսներով: Ստացված արդյունքները ստուգելու նպատակով աշխատանքում օգտագործված է նաև 1954—1960 թթ. համար հաշված օրական տեղումների ամսական գումարների բաշխումը ըստ 0,1—1,0; 1,1—5,0; 5,1—10,0; 10,1—20,0 և 20-ից ավելի միլիմետր աստիճանավորումների:

Աղյուսակ 2-ի տվյալների և գրաֆիկների (նկ. 1) վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ տարվա ընթացքում գոյություն ունեն տեղումների քանակի ինչպես աճի, այնպես էլ անկման ցայտուն արտահայտված սահմաններ: Այսպես, օրինակ, Աղստեի, Հայոցձորի և Զանգեզուրի կլիմայական շրջաններում դեկտեմբերից փետրվար ամիսների ընթացքում տեղումների ամսական գումարը աճում է տարեկան քանակի 0,2—1,1%-ի չափով, որը և համարում ենք տեղումների ձմեռային ուժիմի ժամանակաշրջան:

Փետրվարից մարտ նկատվում է տեղումների քանակի այնպիսի աճ, որը գերազանցում է ձմեռային ամիսներին նկատված տեղումների աստիճանական աճը 2,5—3,5 անգամ: Տեղումների քանակի այդպիսի զգալի աճը ցույց է տալիս, որ սկսվում է նրանց տեղալու նոր՝ գարնանային ուժիմ:

Հունիսից հուլիս (Աղստեի շրջան) և մայիսից հունիս (Հայոցձորի և Զանգեզուրի շրջաններ), ի տարբերություն գարնանային ուժիմի, նկատվում է տեղումների քանակի բավական զգալի անկում: Գարնանայինից ամառային սե-

դոնին անցնելու շրջանում տեղումների քանակի անկումը կազմում է այդ շրջանների համար տեղումների տարեկան գումարի 4,5—7,3%:

Աղյուսակ 2-ի տվյալներից և գրաֆիկներից (նկ. 1) երևում է, որ Աղստեի շրջանում, սկսած հուլիսից մինչև նոյեմբեր ներառյալ, նկատվում է տեղումների ամսական քանակի աստիճանական ոչ մեծ անկում, տարեկան գումարի 0,1—1,4%-ի չափով: Այլ է պատկերը Ջանգեղուրի և Հայոցձորի շրջաններում, որտեղ տեղումների քանակի աստիճանական անկումը շարունակվում է մինչև օգոստոս և սեպտեմբեր ամիսները համապատասխանաբար: Սկսած սեպտեմբեր (Ջանգեղուրի շրջան) և հոկտեմբեր (Հայոցձորի շրջան) ամիսներից նորից նկատվում է տեղումների քանակի զգալի աճ, որը կազմում է տարեկան տեղումների քանակի 1,6—7,3%:

Վերը ասվածից երևում է, որ Աղստեի շրջանում հուլիսից մինչև նոյեմբեր տեղի չի ունենում տեղումների թափվելու ռեժիմի որևէ զգալի փոփոխում, իսկ վերջին երկու շրջաններում, սկսած սեպտեմբեր և հոկտեմբեր ամիսներից, համապատասխանաբար, սկսվում է տեղումների թափման նոր՝ աշնանային ռեժիմ:

Նոյեմբերից դեկտեմբեր նորից նկատվում է տեղումների քանակի համեմատաբար զգալի անկում՝ տարեկան գումարի 2,4—2,7%-ի չափով:

Այդ նույն եղանակով վերլուծելով տեղումների սեզոնային բաշխումը ռեսպուբլիկայի բոլոր կլիմայական շրջանների համար՝ կարող ենք որոշել տեղումների ըստ թափման ռեժիմի մի սեզոնից մյուսին անցնելու օրինաչափությունները (տես աղ. 3):

Հետազոտման արդյունքները ցույց են տալիս, որ ՀՍՍՌ ըստ տեղումների սեզոնային բաշխման շրջանացումը հիմնականում, բացառությամբ 2 շեպի, համընկնում է Ա. Բ. Բաղդասարյանի կլիմայական շրջանացման հետ [1]:

Ստացված արդյունքները ստուգելու նպատակով աշխատանքում հետազոտվել է նաև տեղումների քանակի առանձին աստիճանավորումների սեզոնային բաշխումը:

Տարբեր աստիճանավորումների օրական տեղումների ամսական գումարների մշակման արդյունքները հետազոտված երեք շրջանների համար արտահայտված են գրաֆիկորեն (նկ. 2—4):

Թվային նյութերի և գրաֆիկների վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ տեղումների տարեկան ընթացքը որոշ աստիճանավորումների համար տարբեր է: Լեյսպես, օրինակ, Աղստեի, Հայոցձորի և Ջանգեղուրի կլիմայական շրջաններում տեղումների ամսական գումարը և օրական տեղումների 0,1—1,0; 1,1—5,0 և մասամբ 5,1—10,0 մմ աստիճանավորումների ամսական գումարը, արտահայտված տեղումների ամսական գումարի տոկոսներով, ունեն հակառակ տարեկան ընթացք, իսկ օրական տեղումների 10,1—20,0 և 20-ից ավելի միլիմետր աստիճանավորումների համար նրանք համընկնում են: Սա ցույց է տալիս, որ տարվա ցուրտ ժամանակաշրջանում ամսական տեղումների կուտակման գործում գերակշռող դերը հիմնականում պատկանում է մինչև 10 մմ, իսկ տաք ժամանակաշրջանում՝ 10 մմ-ից ավելի օրական տեղումներին: Այս նույն եզրակացությանը կարելի է հանդել նաև տեղումների միջին ամսական գումարների և օրական տեղումների տարբեր աստիճանավորումների ամսական գումարների տարեկան ընթացքները համեմատելով:

Կատարած հետազոտությունները հնարավորություն են տալիս հանգեցնել այն հետևության, որ կլիմայական մի սեգոնից մյուսին անցնելու շափանիշները որոշելիս անհրաժեշտ է հաշվի առնել բոլոր կլիմայական գործոնների համագործակցությունը, այդ թվում անպայման նաև մթնոլորտային տեղումների սիզոնային բաշխումը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. Ереван, 1958.

ИСТОРИЯ НАУКИ

Е. Н. ЧЕРНЫХ

О НЕКОТОРЫХ МЕТОДАХ УСТАНОВЛЕНИЯ РУДНЫХ
ИСТОЧНИКОВ ДЛЯ ДРЕВНЕЙШЕГО МЕТАЛЛА

Установить рудные источники древнего металла—одна из самых интересных, сложных и важных задач, стоящих перед наукой. Действительно, разрешение этих вопросов, хотя бы и предварительное, дало бы возможность нам иметь дополнительный и объективный материал, позволяющий судить о рудных источниках, о происхождении и синхронизации культур, древних торговых связях, центрах, подчиняющих своему культурному влиянию соседей, характере связей между отдельными культурными группами населения и многое другое.

Вот уже больше тридцати лет в СССР и ряде зарубежных стран пытаются путем изучения гаммы элементов—примесей к древней меди выяснить ее рудные источники. Основным методом изучения химического состава меди стал спектральный анализ. В отечественной и особенно зарубежной литературе наблюдается много споров и разногласий по поводу методов обработки спектроаналитических данных, методов выделения родственных групп металла, способов сравнения химического состава меди и руд [1, 2]. Вряд ли необходимо приводить здесь хотя бы краткий обзор литературы по этому вопросу, тем более, что автору уже приходилось касаться этого [1, 2, 3, 4].

Имеет смысл остановиться здесь на тех основах метода обработки спектроаналитических данных и способах выделения и сравнения между собой отдельных групп металла, которые использует в своих исследованиях лаборатория спектрального анализа Института археологии АН СССР в Москве. Пропаганда и обсуждение этого метода на страницах журнала АН Армянской ССР тем более важны, что исследования состава древнейшего металла с территории Восточной Европы и Кавказа и изучение геохимии медных закавказских месторождений, разрабатывавшихся в древности, показали ту громадную роль, которую играл Кавказский горнометаллургический центр (и особенно Закавказье) на ранних этапах истории металлургии Восточной Европы. И археологи, и геологи-геохимики, и все те, кто изучает историю металлургии Кавказа смогут ближе познакомиться с теми выводами, к которым пришел автор настоящей статьи, работая над аналитическими материалами Восточной Европы, высказать свои соображения по этому поводу.

Какие предпосылки принимаются нами в качестве отправных при разработке проблемы генезиса металла? Основой для нас являются различия в геохимической характеристике руд отдельных месторождений. Известно, что кроме меди в руде каждого медного месторождения содержится некий набор большего или меньшего количества элементов-примесей, присутствующих в разнообразнейших концентрациях. Эти различия обычно носят либо качественный, либо количественный характер. В последнем случае наиболее полно эти отличия вырисовываются с помощью изучения методами математической статистики характера распределения концентраций каждой примеси. Значит, изучая сопутствующие меди примеси предпочтительно методами количественного спектрального анализа, мы можем относительно легко устанавливать разницу в элементарном составе различных руд.

Необычайно важными для наших целей являются работы, связанные с исследованием характера распределения концентраций элементов в рудах и горных породах. Л. Аренсом, например, в 1954 г. был сформулирован так называемый основной закон геохимии, гласящий: «Концентрация элемента в определенной изверженной горной породе распределена логарифмически-нормально» [5, стр. 64]. Д. А. Родионов значительно уточняет его и говорит о том, что логарифмически нормальный и нормальный виды распределения концентраций в горных породах являются крайними предельными видами распределений. Конкретный вид распределения в каждой породе определяется характером процессов, приведших к рассеянию элемента в породе либо в виде отдельного минерала, либо в виде примеси к минералам других элементов [6]. В. В. Богацкий, изучавший распределения концентраций элементов в рудах, выделяет пять основных типов распределения. Правда, это относится к основным, а не сопутствующим элементам месторождений. Типы эти близки видам распределений от нормального до логнормального [7].

Как известно, во время металлургических переделов руд и выплавки металлов исходный набор примесей в рудах при переходе их в металл часто претерпевает существенные изменения. Эти изменения отражаются главным образом на количестве каждого элемента, переходящего в медь. Металлургическая практика подсказывает нам, что для каждого элемента характерны свои закономерности перехода его в металл, шлак, пыль и газы. Например, серебро и золото переходят в металл без заметных потерь, железо и никель в значительной степени ошлаковываются, мышьяк, сурьма и особенно цинк подвергаются значительной возгонке [8, стр. 133; 9, стр. 311], некоторые редкие и рассеянные элементы большей частью отходят в побочные продукты металлургического производства [10] и т. д. Набор примесей в металле, не являясь зеркальным отражением исходной ассоциации в руде (в количественном смысле), тем не менее является сходным с ней. Тем самым мы не лишаемся возможности видеть на металле те различия, которые были характерны для руд. В этом заключается наша вторая, металлургическая предпосылка.

Следующее важнейшее обстоятельство, которое мы должны иметь ввиду—сохранение в металле тех вариантов распределения концентраций элементов, что и в рудах. В меди мы отмечаем, как правило, нормальный или логнормальный виды распределения, причем последний тип или близкие к нему преобладают абсолютно.

Все сказанное подводит нас к необходимости обработки спектроаналитических данных методами математической статистики. Если древние металлурги выплавляли металл из руд, качественно различных между собой, то эти глубокие различия должны четко отразиться и на металле. Но если руды были качественно неразличимы—расчленение металла на группы, происходящее из различных рудных источников, при помощи визуального рассмотрения становится затруднительным и мало надежным. В таком случае необходимо прибегать к рассмотрению характера распределений некоторых важнейших элементов. Исследуя распределение концентраций примесей в металле какой-либо группы изделий, объединенных нами по какому-нибудь основному качественному признаку (например, культурно-географическое положение предмета), мы должны проверить так называемую «нулевую» гипотезу о единстве исследуемого материала. Действительно, если фигуры распределения концентраций для всех примесей не показывают нам отклонений от указанных выше типов распределений, то отвергать эту гипотезу у нас нет оснований. Однако, если фигуры распределения двух- или многовершинны и не описываются ни нормальным ни логнормальным видами, в таком случае «нулевая» гипотеза не выдерживает проверки [11, стр. 127, рис. 21], и мы должны считать изученный металл происходящим из двух или большего количества источников.

Приведем конкретный пример проверки единства меди майкопской культуры III тыс. до н. э. с Северного Кавказа. Наиболее ярким индикатором при такой проверке служили концентрации никеля. Они встречались в исследованной меди в широком диапазоне от условного 0% (там, где концентрации никеля были ниже чувствительности спектрального анализа) до 4,4%. Проведено 88 анализов. Частотная гистограмма была построена для большей надежности с весьма широкими классами распределения—в $1/2$ математического порядка. Фигура распределения оказалась двухвершинной (фиг. 1), указывая нам, что в изученном металле имеются группы объектов, происходящие как минимум из двух рудных источников. Гистограмма указывает нам и на границу между группами. Она проходит в промежутке 0,03—0,1% никеля. Корреляционный анализ позволил уточнить эту границу, как проходящую в интервале 0,045%—0,10%.

Корреляционный метод, часто употребляющийся в математической статистике, оказывается для наших целей еще более надежным и чутким, чем частотный. Например, при помощи его было произведено членение на группы меди Карбунского клада III тыс. до н. э., относящегося к трипольской культуре (Молдавия). Исследовано 100 предметов. На фиг. 2 а-д отчетливо видно, как свинец обнаруживает положительную

Известия, XVIII, № 3—4—8

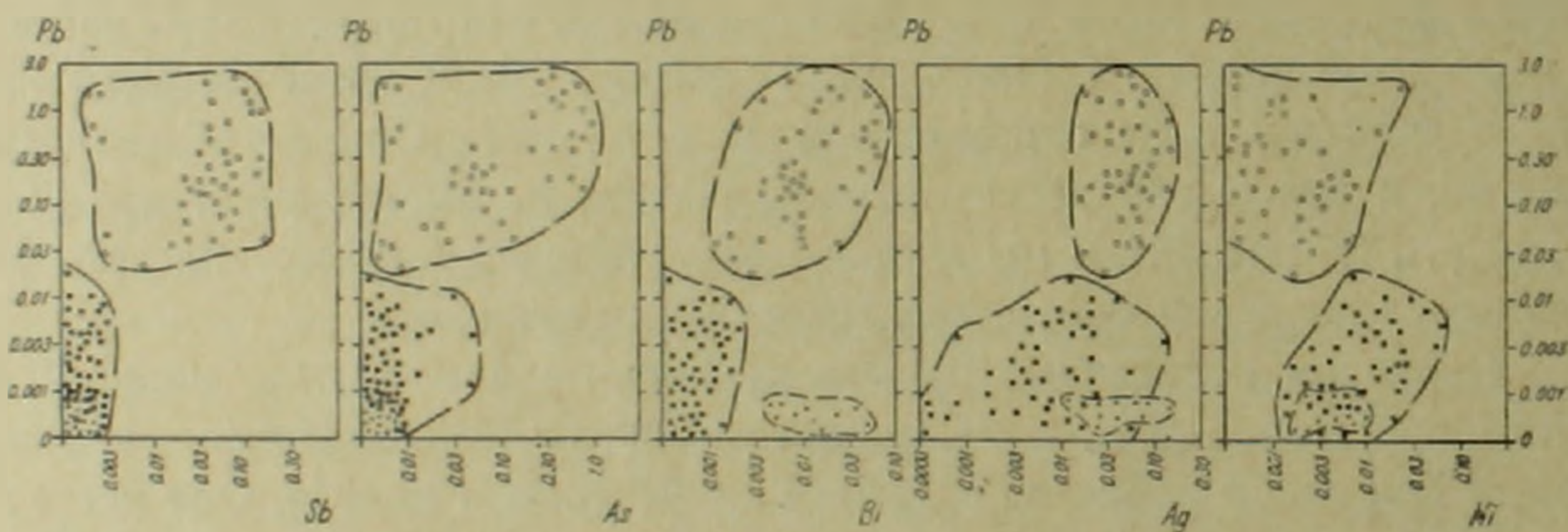
корреляцию с мышьяком, сурьмой, серебром и висмутом, а отрицательную — с никелем. Центры рассеивания показывают нам истинные группы металла в меди клада.

Как показывает практика, анализ частотных гистограмм и графиков рассеивания нередко является вполне достаточным для того, чтобы правильно выделить группы и установить истинное сходство и различие между ними. Статистические подсчеты различных критериев необходимы лишь в спорных случаях.

Математическая статистика успешно выполняет также и функцию «сокращения информации». Действительно, чтобы успешно манипулировать со многими тысячами цифр, необходимо выразить аналитические данные в удобных для пользования формах. Частотные графики стали для нас наиболее удобным выражением химизма различных групп металла. При их помощи очень легко сравнивать между



Фиг. 1. Распределение концентраций никеля в меди майкопской культуры.

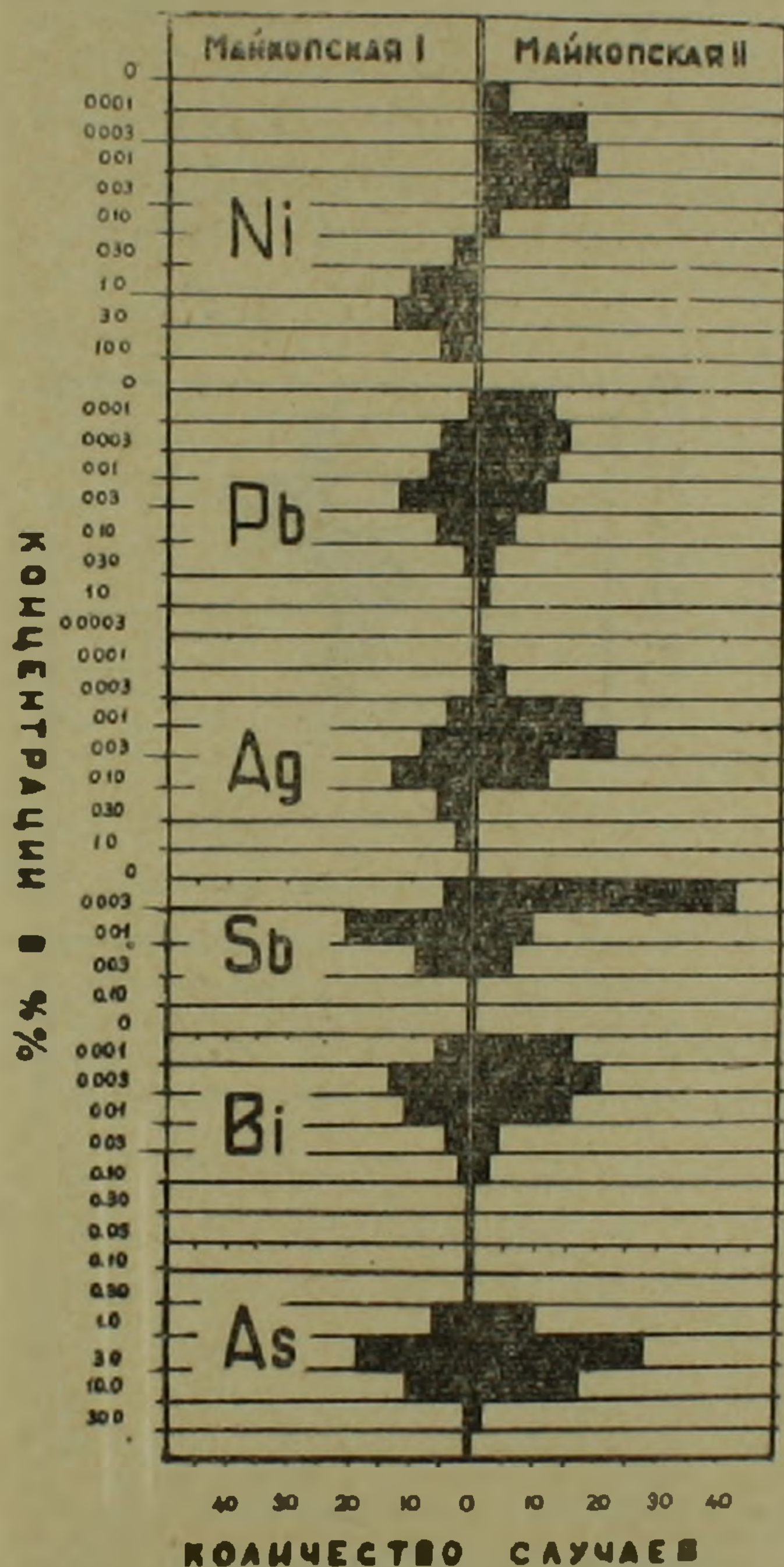


Фиг. 2. Пример подразделения металла на группы при помощи корреляционного анализа (на материале Карбунского клада III тыс. до н. э. трипольской культуры).

собой различные совокупности металла. Например, сравним между собой уже упоминавшиеся здесь I и II майкопские группы металла, но уже не по одной, а по шести примесям (фиг. 3). При такой форме сравнения становится очевидной не только резкая разница между сопоставляемыми группами по никелю, но и гораздо большая насыщенность меди высоконикелевой группы примесями сурьмы, серебра и свинца.

Статистика помогает нам решить вопрос: естественный или искусственный характер носит в меди та или иная примесь? В частности, относительно характера мышьяка в кавказской меди до сих пор существуют разногласия. Его содержания в сплавах колеблются от десятых долей процента до 30%. Характер некоторых руд на Кавказе позволяет предполагать, что медь, выплавленная из руд определенных месторождений, может содержать значительную долю мышьяка — возможно даже более 10%. Проверку этого предположения наиболее рационально проводить, изучая зависимость содержания мышьяка от функциональ-

ного назначения предмета или от технологии его изготовления. Искусственной можно будет признать примесь мышьяка лишь в том случае, если между функцией предмета и содержанием в его металле мышьяка будет определенная связь. И, наоборот, если концентрация примеси будет индифферентна к назначению предмета или к технологии его изготовления, то мы признаем эту примесь естественной, т. е. перешедшей в медь из исходных руд без участия древнего металлурга. Напомним только, что мышьяк придает меди легкоплавкость, легкотекучесть, способность хорошо заполнять мелкие полости литейных форм, уменьшает линейную усадку сплава. Вместе с



Фиг. 3. Способ сравнения двух групп металла по шести диагностическим примесям при помощи частотных гистограмм.

этим качествами мышьяк резко увеличивает твердость меди, превращающуюся после перенасыщения им меди в хрупкость. Бусы, содержащие 15—20% мышьяка, уже легко раскалываются на куски. Медь, насыщенная мышьяком в подобных концентрациях уже, по-видимому, не выдерживает проковки. Хрупкость абсолютно неприемлема в орудиях труда. Зато для мягких литых украшений это не имеет никакого значения. Здесь необходимы иные свойства сплава.

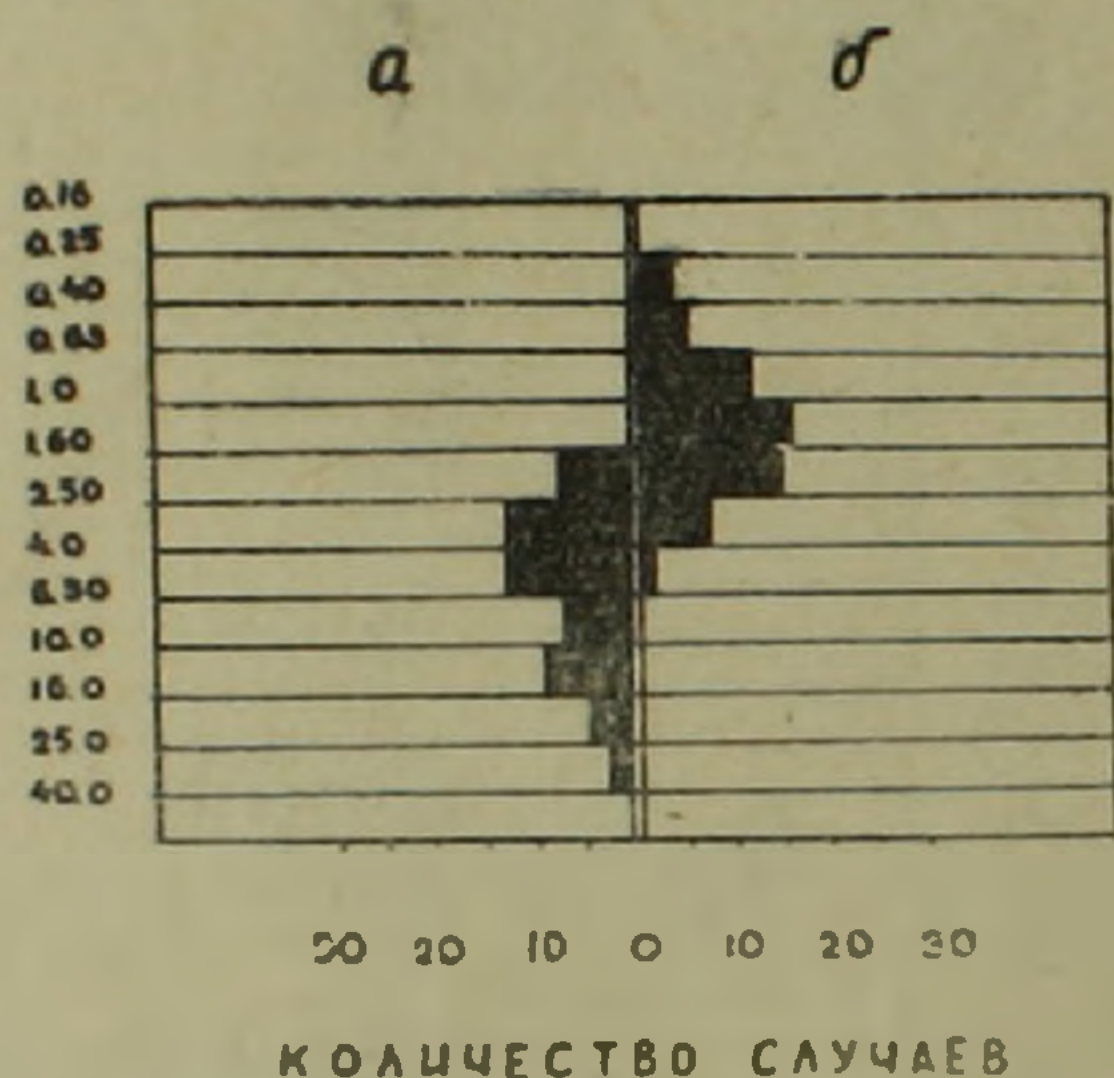
Мы провели такую проверку для одной из групп северокавказской культуры (103 предмета). Разделив все изделия по способу их изготовления или их функции, мы выделили в одну группу (б) орудия труда (топоры, ножи, шилья) и большие кованые украшения (булавки), а в другую группу (а)—все литые мелкие украшения (грушевидные и бочонкообразные бусы, литые орнаментированные пронизки и т. д.)*. Сравнение характера распределения концентраций мышьяка в обеих группах, равно как и сравнение средних значений его показало (фиг. 4) отчетливую и значительную разницу в них. Средние значения равны соответственно 1,6% и 8,6%. Налицо дифференцированный и разумный подход к легированию,

* Технология изготовления определялась либо металлографически, либо визуальной под бинокулярной лупой с изучением следов литья иковки [12].

не оставляющий сомнения в искусственном происхождении мышьяка в меди.

В свое исследование мы вводим понятие диагностических примесей. Ими могут быть наиболее часто встречающиеся в древней меди примеси. Именно с ними нам и приходится проводить все операции по определению родственных групп. Теоретически диагностических примесей чрезвычайно много [13, стр. 4]. Чаще всего однако мы имеем дело с оловом, свинцом, никелем, мышьяком, сурьмой, кобальтом, золотом, серебром, висмутом, цинком, железом, фосфором. Значительно реже встречаются титан, ванадий, молибден. Только в исключительных случаях мы можем отметить в меди германий, индий, галлий, селен, теллур и т. д. Для последних их проникновению в металл (в случае их присутствия в руде) препятствуют три обстоятельства: во-первых, они имеются в руде, как правило, в незначительных количествах — в десятитысячных и тысячных долях процента; во-вторых, они резко уменьшают свои концентрации в окисленной зоне по сравнению с сульфидной [14]; в третьих, во время их металлургических переделов львиная доля их количества уходит в побочные продукты. Практически не имеют для нас значения постоянно присутствующие в древней меди кремний, кальций, алюминий, магний. В основном слагающие почвы, они проникают в медь во время металлургических переделов и пребывания металла в почве. По этой же причине меньшую роль для нас играют железо и фосфор.

Очертив химическую группу металла, мы можем приступать к поискам для нее исходных руд. В современной геохимии многие медные месторождения благодаря своей изученности объединяются в генетически и геохимически родственные группы, выделяются геохимические районы (провинции). Так, например, на Кавказе имеются геохимически родственные группы медно-пирротиновых, медно-молибденовых и т. п. месторождений. Уже одно это дает нам возможность относить ту или иную группу металла к таким группам месторождений или отвергать их связь. Для нас подобная увязка часто является уже вполне достаточной, чтобы сделать важные выводы о происхождении изучаемого металла. Конкретным привязкам той или иной группы к определенному месторождению нередко мешает недостаточность геохимических данных. Анализы руд очень часто бывают неполными или доходят до нас в излишне обобщенной форме. Это лишает нас возможности полноценных сравнений. Очень важную роль при конкретизации источника играют такие побочные факторы, как наличие на месторождении древних горных вырабо-



Фиг. 4. Сравнение характеристик распределения концентраций мышьяка в меди северокавказской культуры (а — мелкие литые украшения, б — орудия труда и большие кованые украшения).

ток. Отсутствие в месторождении выходов руд на поверхность или наличие на нем железной шляпы — почти наверняка свидетельствуют о том, что это месторождение не разрабатывалось в древности.

Исследования наиболее древних горных разработок во многих странах мира показывают, что металлурги эпохи меди старались добывать только окисленные руды, избегая сульфидных. Даже в эпоху железа множество древних разработок касаются только окисленной зоны. Доходя до первичных руд, древний горняк чаще всего забрасывал шахту. Чтобы перейти к выплавке металла из сульфидных руд с необходимым для этого предварительным обжигом их, потребовалось весьма и весьма длительное время. Вот почему нередко племена, обитающие в районах, где имеются медные сульфидные месторождения без развитых окисленных зон, не знают собственной металлургии.

Описанный здесь путь исследования является до некоторой степени идеальным. В изысканиях такого рода следует учитывать множество постоянных и эпизодически встречающихся трудностей и аномалий. Так, мы должны постоянно иметь в виду неравномерность в распределении элементов по рудной массе месторождения. Значительные вариации наблюдаются как в горизонтальном, так и в вертикальном простираниях. Особенно сильно изменяется элементарный состав руд в окисленной зоне по сравнению с сульфидной. Основные закономерности таких изменений установлены и объяснены С. С. Смирновым [15].

Немало трудностей встречается нам и в области металлургической. Во время выплавки металла исходный набор примесей изменяется не только под влиянием металлургических процессов. Нередко в этот процесс активно вторгается человек и усугубляет эти изменения. На одной из таких трудностей мы уже останавливались — это искусственный ввод (легирование) какого-либо элемента в медь. Если же мы установили искусственный характер этой примеси, то затруднительно бывает выявить границу между естественным и искусственным легированием. Но и здесь нам удастся обойти это препятствие с помощью математической статистики [1, стр. 151, рис. 3]. Существует кроме того возможность введения с основной легирующей примесью дополнительной, могущей также изменить исходный набор примесей. Однако, изучая корреляционную связь между основной примесью и прочими, в случае отчетливо выраженной положительной корреляции, можно уловить эту примесь. Без сомнения, существовало и перемешивание металла разных источников во время переплавки. Картина набора примесей в этих случаях получалась промежуточная между смешиваемыми группами. Такие изделия можно выявить лишь при наличии четко выраженных исходных групп [16].

Из трудностей, возникающих при математической обработке аналитических данных, следует отметить частую недостаточность материала, порождающую большую вероятность ошибки. Устраняется она с накоплением материала. Ни в коем случае не следует полагаться на выводы, сделанные на основании единичных определений. Одним из основных

залогов успешного результата является массовое исследование состава металла древних изделий.

Внимание, которое мы уделяли здесь трудностям, встречающимся при установлении рудных источников металла, необходимо, конечно, не для того, чтобы привести читателя к мысли о невозможности подобных исследований. Успех таких поисков возможен лишь в случае внимательного учета всех вероятных трудностей и аномалий. Только тогда мы сможем найти удовлетворительные пути их обхода.

Объем статьи не позволяет нам сколько-нибудь подробно остановиться на общих и частных рецептах по всем упомянутым вопросам. Частично о них уже писалось. Наиболее полно это изложено в нашей печатающейся книге [17].

Во второй части статьи мне хотелось бы в самой сжатой, конспективной форме остановиться на некоторых результатах, полученных лабораторией спектрального анализа при исследовании древнейшего металла Восточной Европы. Основанием послужили около 3000 количественных спектральных анализов, выполненных на металлическом инвентаре более чем 30 культур эпохи раннего металла. Особое внимание мне хотелось бы уделить роли Кавказского металлургического центра в деле знакомства неолитического населения Восточной Европы с металлом и для становления там собственной металлургии. Важнейшие положения и выводы уже изложены нами в некоторых работах и статьях [2, 4].

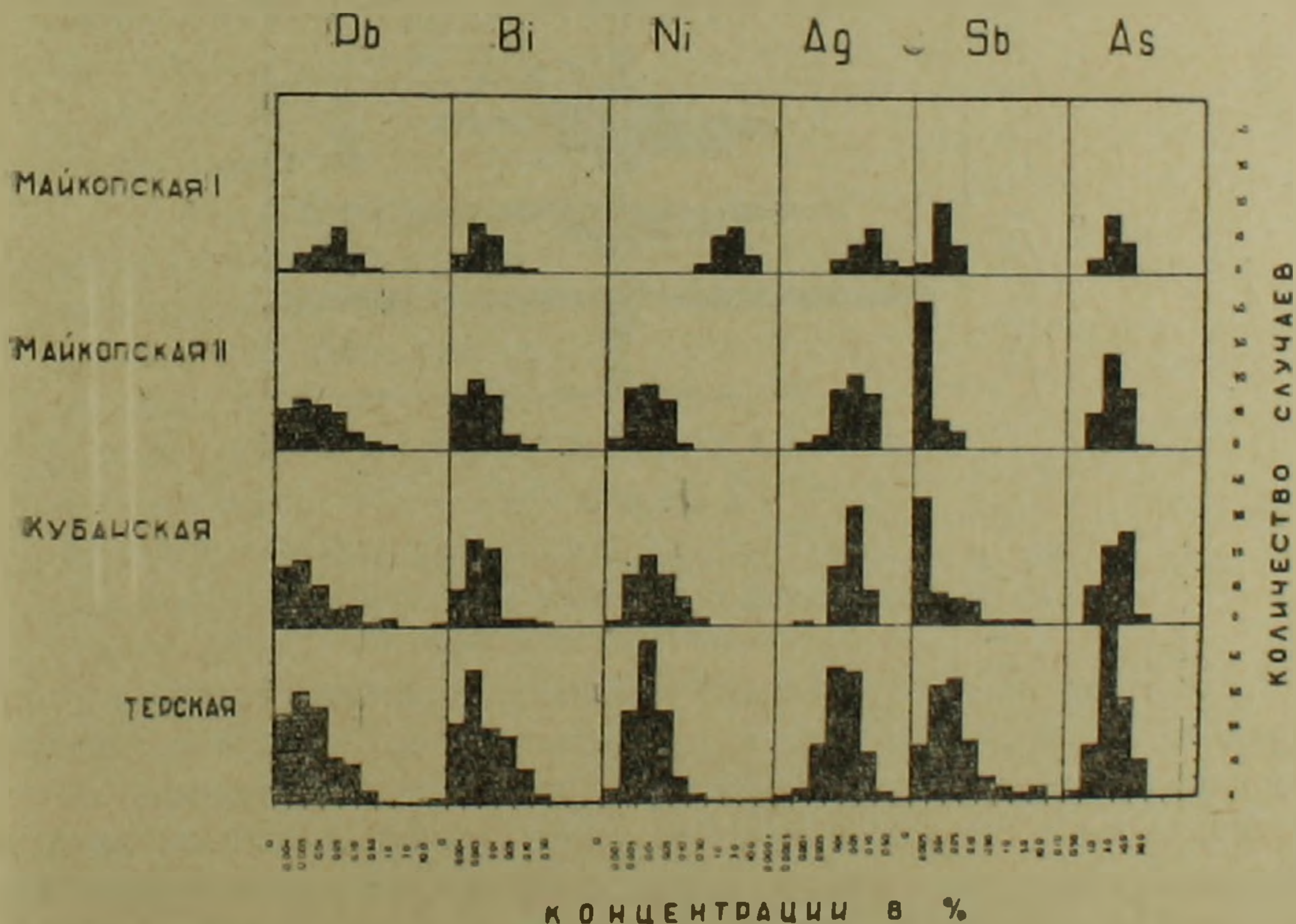
Перед нашим экскурсом в область древнейшей металлургии Восточной Европы напомним читателю, что огромные пространства этой зоны практически лишены медных месторождений. Между Карпатским меднорудным районом на западе и Уралом на востоке, Кавказом на юге и карельскими месторождениями на севере лежат тысячи километров. На этих землях известны лишь немногочисленные и небогатые выходы медистых песчаников в Донбассе и совсем незначительные—на Днестре. Уже поэтому во многих археологических работах появился априорный вывод о том, что население, обитающее на этих территориях, должно было питаться привозным металлом. Центр, экспортирующий сюда металл, должен был оказывать значительное культурное влияние на эти племена.

При массовом анализе металлических находок степных культур эпохи раннего металла (ямная, катакомбная и полтавкинская) выяснилось, что основной компонент среди них представлен искусственными медно-мышьяковистыми сплавами (150 экз.). Лишь незначительная доля изделий изготовлена из «чистой», т. е. не легированной меди (25 экз.). Медно-мышьяковые предметы обнаруживаются и в памятниках позднего (усатовского) этапа трипольской культуры (11 изделий). Значительную долю составляют они и в инвентаре среднеднепровской культуры. Отдельные случайные находки этой группы обнаруживаются на Волыни и на Оке, очерчивая нам тем самым западную и северную границы распространения находок медно-мышьяковой группы. На вос-

токе они находятся в заволжских степях. Попытки подразделить ее на составные компоненты пока что не увенчались успехом.

О невозможности ее увязки с Бахмутскими месторождениями красноречиво свидетельствовали резкие отличия в химическом составе руд и металла. Для поисков ее истинных рудных источников или хотя бы исходных районов выплавки этого металла нами были проделаны массовые анализы меди культур со всех смежных территорий. Наиболее значительные серии анализов были проведены среди металлического инвентаря культур III—II тысячелетия с Северного Кавказа. Основу здесь составляли коллекции майкопской и северокавказской культур.

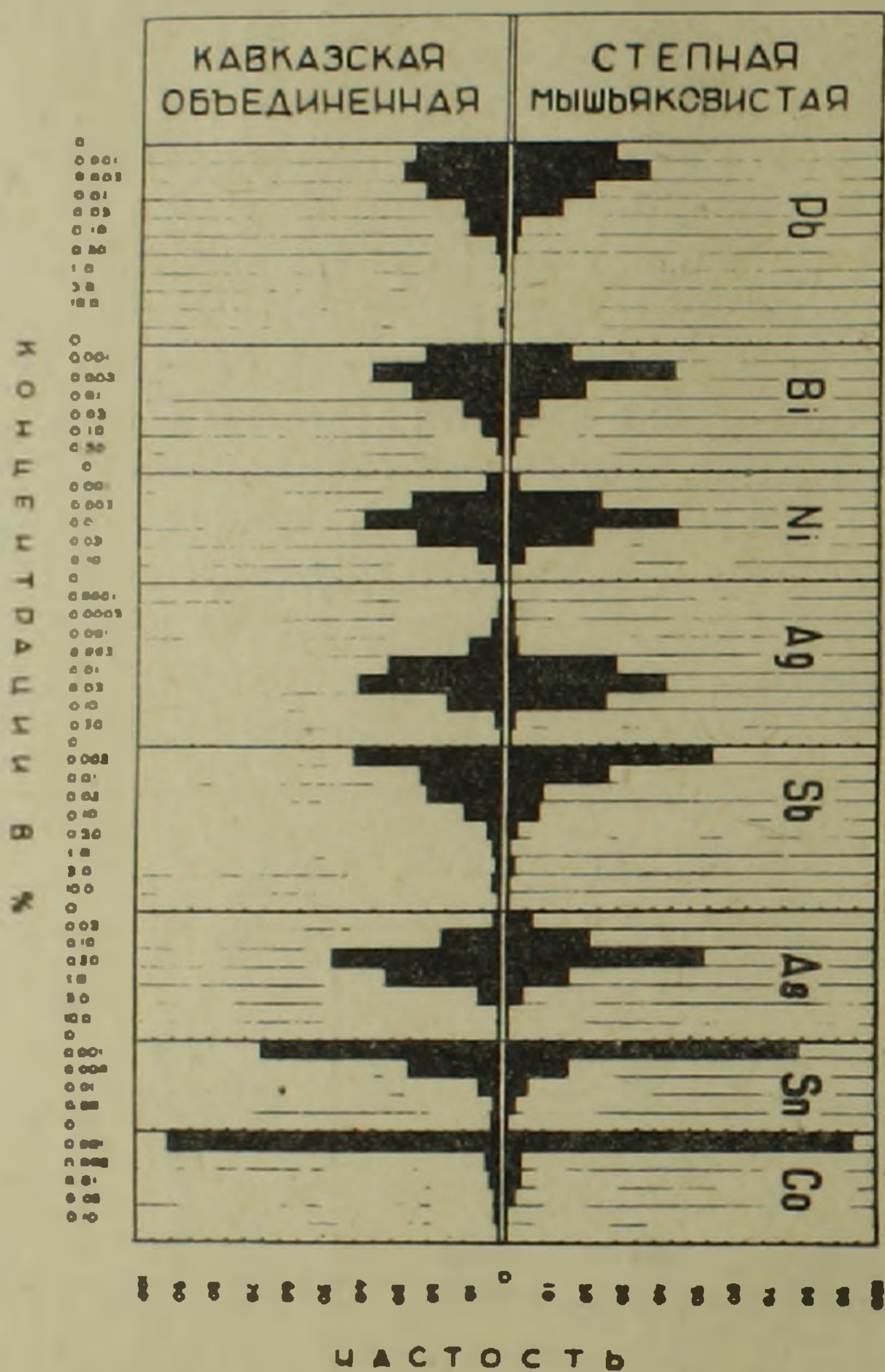
О подразделении меди майкопской культуры на две—I майкопскую (высоконикелевую) и II майкопскую—группы мы уже говорили выше (фиг. 1 и 3). Металл северокавказской культуры также подразделяется на две группы, которые удалось выделить благодаря сочетанию методов математической статистики с учетом географического положения каждого предмета. Поэтому группы имеют определенный географический смысл, на что и указывают их названия — кубанская и терская. Различия между ними невелики и касаются характера распределения сурьмы и серебра. Кубанская группа по всей гамме примесей тождественна II майкопской, что определяет их общий рудный источник. В дальнейшем мы будем называть эту объединенную группу просто кубанской, т. к. ее находки концентрируются в основном в бассейне р. Кубань. Общая характеристика распределения концентраций основных примесей в группах и их сравнение между собой представлены на фиг. 5.



Фиг. 5. Сравнение химизма четырех групп металла с Северного Кавказа.

Даже простые визуальные сравнения степной мышьяковистой группы с кавказскими показывают их чрезвычайную близость. В то же время сопоставления ее с группами мышьяковистой меди Центральной и Западной Европы говорят о целом ряде существенных различий между ними.

Если предположить, однако, что импорт велся с Кавказа, то разумнее сравнивать степную мышьяковистую группу с объединенной характеристикой терской и кубанской групп. Два высоконикелевых медно-мышьяковых предмета, относящиеся к трипольской культуре, были отделены от общей мышьяковистой группы еще при проверке ее единства



Фиг. 6. Сравнение химических характеристик объединенной кавказской (кубанская и терская) и степной мышьяковистой групп меди.

статистическим методом на частоту признака. Если наша гипотеза будет верна, то, следовательно, можно предполагать, что экспорт с Кавказа велся одновременно металлом обеих групп (кубанской и терской). Подразделить же в степном металле их медь обычными статистическими методами очень трудно ввиду близости их химических характеристик. Но в настоящий момент для нас важнее всего установить сам факт импорта.

Из фиг. 6 очевидно полное тождество степной и кавказской групп

по всем сравниваемым параметрам. Вывод может быть лишь один: к населению степных культур III—первой половины II тыс. до н. э. абсолютное большинство металла поступало с Северного Кавказа. Вывод этот чрезвычайно важен, но не полон. Изучив металл майкопской и северокавказской культур, мы еще не определили его рудные источники. Необходимо проверить — есть ли у нас, во-первых, чисто археологические данные о занятии населения этих культур разработкой медных месторождений и выплавкой металла, и, во-вторых, подтвердят ли аналитические данные возможность выплавки меди исследованных групп из месторождений Северного Кавказа.

Ни археологические, ни аналитические данные не подтверждают предположение о собственной металлургии и добыче руд на Северном Кавказе в это время. Металл с подобной химической характеристикой не могли дать ни медно-пирротиновые месторождения горной полосы, ни медно-колчеданные типы Урупского или Худесского в верховьях Кубани, ни такое месторождение со сложным составом руд как Мукулацкое и т. д. Поиски рудных источников для I майкопской (высоконикелевой) группы привели нас к выводу об отсутствии таковых не только на Северном Кавказе, но и в Закавказье. Все эти выводы основываются на изучении нами многих десятков геологических отчетов по геологии и геохимии кавказских меднорудных месторождений, хранящихся во Всесоюзном Геологическом Фонде в Москве, и на изучении опубликованной доныне литературы по этим вопросам.

Медно-никелевое оруденение вообще не характерно для Кавказа. И археологические данные (типология предметов этой группы), и аналитическое — указывают нам, что источники для высоконикелевой группы располагаются за пределами южной границы СССР. Металл изделий с подобной химической характеристикой встречается в большом количестве в областях Передней Азии, Анатолии, Западного Ирана и т. д. [18].

Для кубанской и терской групп металла, наоборот, мы видим возможные источники в закавказских месторождениях. Наиболее вероятным источником для Кубанской группы является Кафанское месторождение. Его химический состав наиболее полно отвечает химизму этой группы. Большое количество древнейших горных выработок на нем, сильно развитая окисленная зона — не только не противоречат, но и подтверждают это предположение. Также вероятно использование в это время Алавердского и Шамлугского месторождений. Для Терской группы также возможно использование Кедабекского и некоторых выходов Белоканского месторождений.

Прямо подтверждает этот вывод и химический состав меди находок из многослойного поселения Кюль-тепе близ Нахичевани, относящегося к куро-араксинской культуре, идентичный химизму меди Кубанской группы [19, стр. 138—142; 20]. Тожественным ей оказывается и металл из ранних слоев Эшерских дольменов в Абхазии, датируемый концом III—началом II тыс. до н. э. Нами сейчас исследуется большая серия

находок из Закавказья III—II тыс., что даст нам возможность лишний раз проверить этот вывод.

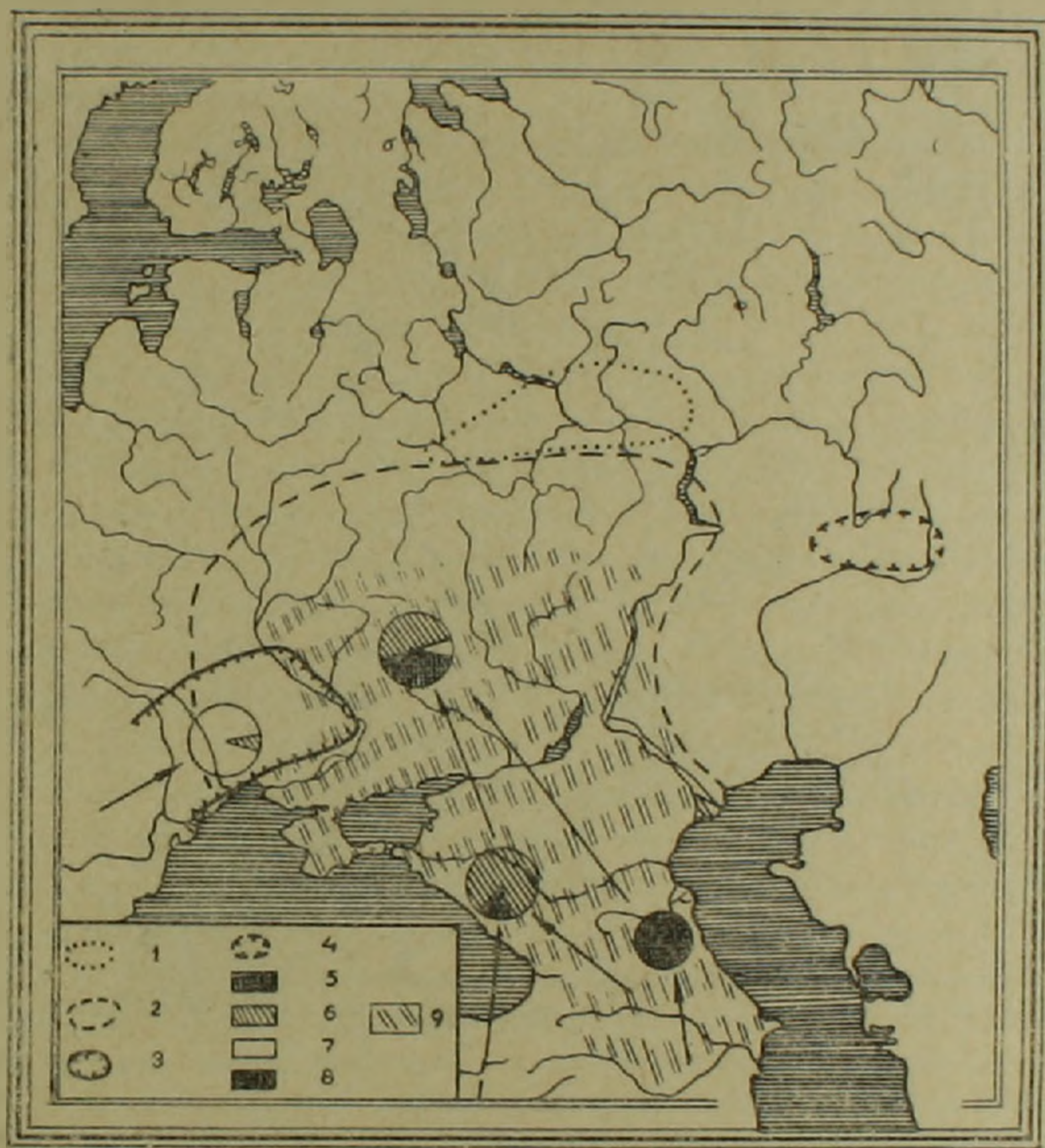
И еще одно важное обстоятельство. Сейчас на основании многочисленного аналитического материала стало ясно, что уже металлурги куро-араксинской культуры широко используют искусственные мышьяковистые сплавы. Количество мышьяка в некоторых литых украшениях этой культуры достигает 22%! Таким образом, мы можем считать, что закавказские металлурги по крайней мере уже с начала III тыс. до н. э. употребляют орудия из искусственных сплавов. Тем самым мы можем относить культуру III тыс. в Закавказье к этапу бронзы. Несколько медных изделий встречены сейчас и в нижнем слое Кюль-тепе, считавшемся ранее неолитическим [21]. Пока не опубликованы их полные анализы, выполненные И. Р. Селимхановым, интерпретация их невозможна.

Итак, подведем итог сказанному. По крайней мере в начале III тыс. до н. э. население культур Закавказья начинает разрабатывать местные месторождения, выплавлять медь и изготавливать искусственные мышьяковистые сплавы. В результате активных торговых обменов один из потоков этой меди мы застаем на северных склонах Кавказа у племен майкопской культуры в середине III тыс., а затем и северокавказской культуры II тыс. Под влиянием закавказского металлургического очага на Северном Кавказе во второй половине III тыс. возникает очаг металлообработки. При посредстве майкопской и северокавказской культур население степной и лесостепной зон Восточной Европы второй половины III—первой половины II тыс. до н. э. получает значительную долю металла (более 80% общего количества орудий). Влияние кавказской культуры и металлургии в это время было настолько велико, что степняки перенимают для своих изделий и традиционные кавказские формы. Особенно усиливается влияние Кавказа здесь во времена бытования катакомбной культуры. В ее инвентаре мы застаем около 95% импортных кавказских изделий.

Когда возникает собственная металлургия на Северном Кавказе, сейчас с полной уверенностью сказать трудно. Многие данные указывают нам на конец II и начало I тыс. до н. э. Расцвет ее наступает в кобанское время. Ряд косвенных данных говорят нам и о более ранних датах, как, например, 3 четверть II тыс. Это предположение следует проверять с привлечением большого количества анализов закавказского металла II тыс. Однако, и сейчас ясно, что отрывать северокавказскую металлургию от закавказской невозможно. Население Северного Кавказа III—I тыс. развивало металлургию и металлообработку в тесной взаимосвязи с закавказским. Об этом свидетельствует не только аналитический материал, но и типология бронзового инвентаря.

Господство Кавказа как доминирующего металлургического центра на большей части юга Восточной Европы заканчивается в середине II тыс. до н. э. На смену племенам катакомбной культуры с очень сильной прокавказской ориентацией приходит население срубной культуры,

чрезвычайно близкое скотоводам и земледельцам Казахстана и Западной Сибири андроновской культуры. Срубники приносят в степи иной металл, происходящий из месторождений Казахстана, Западного Алтая и начавшихся эксплуатироваться южноуральских месторождений. Изделия изготовлены, в основном, из оловянистых бронз, в то время как на Северном Кавказе продолжают употребляться бронзы мышьяковистые. Кавказский импорт на севере резко сокращается. Здесь, а также в лесной зоне, господствует восточный металл.

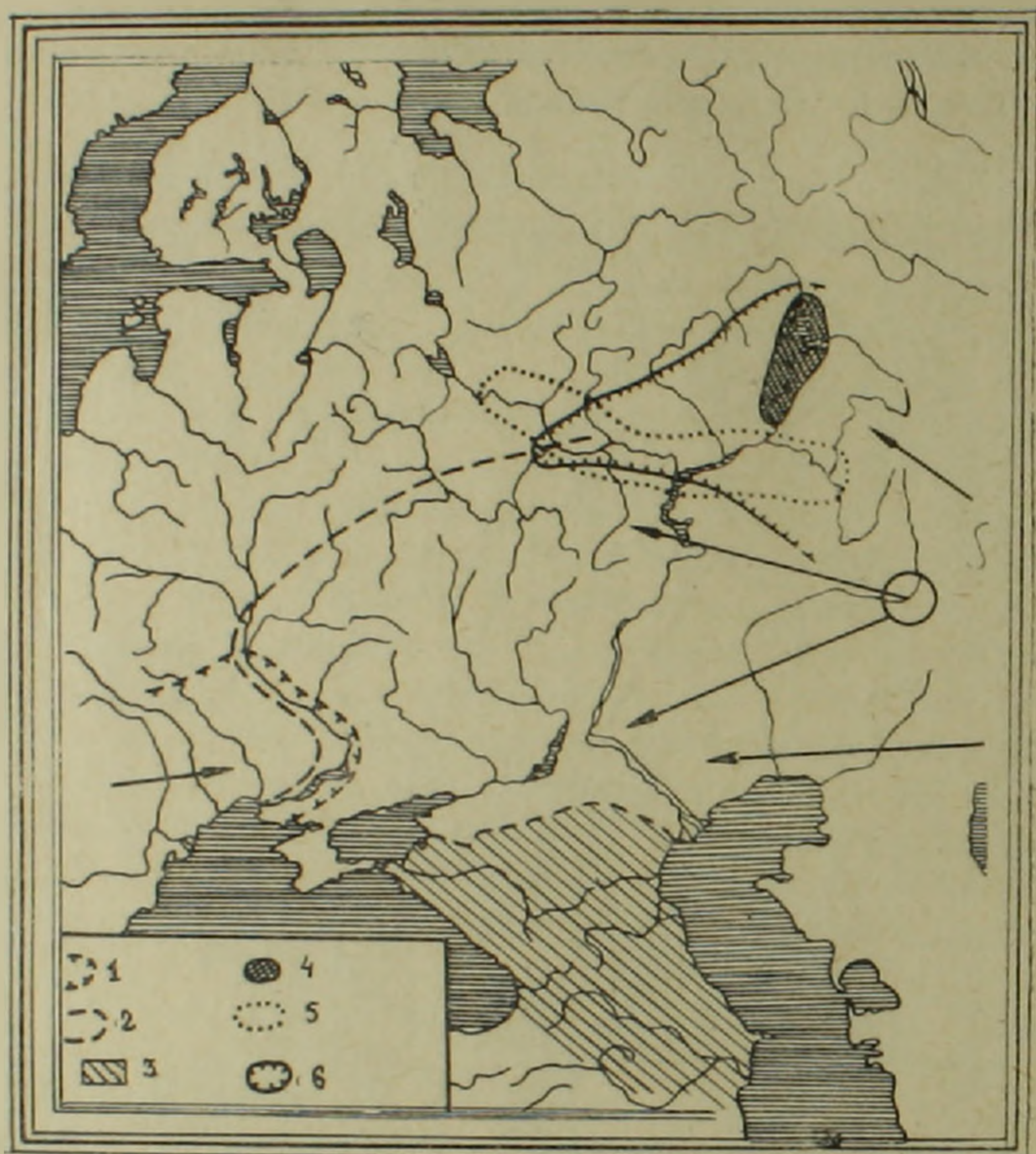


Фиг. 7. Карта-схема распространения в Восточной Европе металла различных центров в III—первой половине II тыс. до н. э. (1—.чистая* медь фатьяновской культуры, 2—зона распространения кавказских мышьяковистых бронз, 3—зона распространения меди трипольской культуры, 4—.чистая* медь южноуральского варианта ямной культуры, 5—герская группа, 6—кубанская группа, 7—группа .чистой* меди в трипольской, ямной, катакомбной и полтавкинской культурах, 8—I майкопская группа, 9—зона преимущественного распространения кавказских бронз).

В истории металлургии Восточной Европы на основании изученного материала мы выделяем 2 периода: I — мы называем Кавказским. Он длился в течение около 1000 лет — вторая половина III — первая половина II тыс. II — мы называем Урало-Казахстанским. Его даты — от середины II тыс. до начала I тыс. до н. э. (VIII—VII вв.). Принципиальные

схемы распространения металла отдельных центров в Восточной Европе мы публикуем на фиг. 7, 8.

Стараясь привлечь внимание читателя к используемому нами методу установления рудных источников для археологического металла, мы попытались показать, что присущие ему недостатки и ограниченность не



Фиг. 8. Карта-схема распространения в Восточной Европе металла различных центров во второй половине II—начале I тыс. до н. э. (1—«киммерийская» группа, 2—зона распространения металла срубной культуры, 3—распространение кавказского металла, 4—металл «турбинских» поселений, 5—металл абашевской культуры, 6—сейминско-турбинские группы).

лишают его объективности. С его помощью мы пришли к тем важным выводам, которые частично изложены здесь.

Москва

Поступила 22.XII.1964.

Ե. Ն. ՉԵՐՆՈՒԽ

ՀԱՅԿՈՒՅՆ ՄԵՏԱԴՐ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀՈՒՄՔԻ ԱՂՔՅՈՒՐՆԵՐԻ ՈՐՈՇՄԱՆ
ՄԻ ՔԱՆԻ ՄԵԹՈԴՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. Վ. Փ. Ո. Փ. Ո. Վ.

Վերջին տարիներս ՍՍՌՄ-ում և մի շարք արտասահմանյան երկրներում տարվում են պղնձի և բրոնզի հնադույն հնեարանական առարկաների քիմիա-

կան բաղադրության լայն և սխտեմատիկ ուսումնասիրություններ: Հետազոտման հիմնական մեթոդը սպեկտրալ անալիզն է: Ուսումնասիրությունների հիմնական նպատակը հին մետալուրգների կողմից օգտագործվող հանքային հումքի աղբյուրների որոշումն է: Այս հոգվածում շարադրված են ՍՍՏՄ ԳԱ հնէաբանության ինստիտուտի սպեկտրալ անալիզի լաբորատորիայում կիրառվող մի քանի մեթոդներ ու եղանակներ, որոնք թույլ են տալիս պարզել հին մետաղյա առարկաների ծագման պրոբլեմը:

Մետալուրգիայի պատմության նման հարցերի լուծման հիմքում ընկած են հիմնականում երկու տիպի նախաաղբյուրներ.

1. Գեոքիմիական, որը հիմնված է այն օրինաչափության վրա, որ տարբեր հանքավայրերի հանքանյութերը զանազանվում են միմյանցից հիմնական հանքային բաղադրամասի հետ սերտ կապի մեջ գտնվող բնորոշ խառնուրդներով, ըստ որում հանքանյութերում այդ խառնուրդների տեղաբաշխման բնույթի ուսումնասիրումը առավել հաջող է լինում, երբ օգտագործվում են մաթեմատիկական վիճակագրության մեթոդները:

2. Մետալուրգիական, որը ելնում է այն բանից, որ անկախ հանքանյութերից մետաղը հալելու ժամանակ խառնուրդների կրած փոփոխություններից, դարձյալ հնարավոր է ձուլված մետաղները միմյանցից տարբերել շնորհիվ բնորոշ խառնուրդների: Առավել ռացիոնալ է սպեկտրալ անալիզի արդյունքների մշակումը կատարել մաթեմատիկական վիճակագրության մեթոդների միջոցով: Հաճախական և կորելյացիոն անալիզի եղանակով կատարված հետազոտությունների միջոցով հնարավոր է պարզել մի որոշակի հանքային հումքի աղբյուրից ստացված տարբեր հնէաբանական առարկաների մետաղի նույնությունը:

Հոգվածում շարադրված մեթոդի միջոցով պարզվել է, որ Կովկասը մ. թ. ա. 3-ից մինչև 2 հազարամյակի առաջին կեսը գերակշռող դեր է խաղացել Արևելյան Ովրոպայի հարավի նշանակալից մասը մետաղով ապահովելու գործում: Կովկասի մետալուրգիայի զարգացման առաջատար տեղում է գտնվել Անդրկովկասյան մետալուրգիական օջախը, որը հիմնված է եղել Ղափանի, Ալավերդու, Շամլուղի և Գետաբեկի տիպի հանքավայրերի վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Черных Е. Н. Исследования состава медных и бронзовых изделий методом спектрального анализа. Советская археология, № 3, М., 1963.
2. Черных Е. Н. К истории металлургии Восточной Европы в эпоху энеолита и ранней бронзы. Автореферат канд. дисс., М., 1963.
3. Черных Е. Н. Спектральный анализ и проблемы происхождения металлов. Методы естественных и технических наук в археологии. Тезисы докладов на Всесоюзном совещании. М., 1963.
4. Черных Е. Н. Спектральный анализ и изучение древнейшей металлургии Восточной Европы. В сб.: Археология и естественные науки. М., 1965.
5. Ahrens L. The lognormal distribution of the elements. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1954, v. 5, № 2.
6. Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержания элементов в изверженных горных породах. Геохимия, 1964, № 4.
7. Богацкий В. В. Математический анализ разведочной сети. М., 1963.

8. Радл Р. Физическая химия и пирометаллургия меди. М., 1955.
9. Смирнов В. И. Metallurgy of copper and nickel. М., 1950.
10. Окунев А. И. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в процессе металлургической переработки медных руд и концентратов. М., 1960.
11. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. М., 1960.
12. Рындина Н. В. Технология производства новгородских ювелиров. Материалы и исследования по археологии СССР, № 117, М., 1963.
13. Coghlan H. H. Metallurgical analysis of archaeological materials. The application of quantitative methods in archaeology. Chicago, 1960.
14. Куликова М. Ф. Поведение рассеянных элементов в зоне окисления полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Геохимия, № 2, 1962.
15. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.—Л., 1955.
16. Черных Е. Н. О металле абашевской культуры. В сб.: Памятники каменного и бронзового веков Евразии. М., 1964.
17. Черных Е. Н. Спектральный анализ и древнейшая история металлургии Восточной Европы. В печати.
18. Cheng C. F., Schwitter C. M. Nickel in ancient bronzes. American Journal of Archaeology. 1957, vol. 61, № 4.
19. Селимханов И. Р. Историко-химические и аналитические исследования древних предметов из медных сплавов. Баку, 1960.
20. Кашкай М. А., Селимханов И. Р. Исследования медно-мышьяковых предметов из холма Кюль-тепе. Доклады АН АзССР, № 4, 1957.
21. Абибуллаев О. А. Некоторые итоги изучения холма Кюль-тепе в Азербайджане. Советская Археология, № 3, 1963.

ИСТОРИЯ НАУКИ

Э. М. МАДАТЯН

К ИСТОРИИ РАЗРАБОТКИ ЗОДСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

На территории Зодского месторождения разными геологами-исследователями разновремененно обнаружены многочисленные древние памятники культуры и орудия труда различных исторических эпох. Большинство из них непосредственно связано с Зодским золоторудным месторождением. Выбранная тема примечательна тем, что описываемый объект является древним, чисто промышленным объектом, связанным с добычей и обработкой золота. Восстановление производственного процесса в целом, путем изучения орудий горного производства, может пролить свет на производственные отношения и более подробно выяснить социальные условия, связанные с индустрией металла при его возникновении.

В настоящей статье излагаются вопросы истории, геологии и горного дела на Зодском месторождении. Для всестороннего освещения всех вопросов требуется большой объем земельных работ (раскопки) с последующей камеральной обработкой. Такая возможность нам не представлялась, поэтому работа не завершена и требует дальнейших исследований.

1. Древние выработки

Обнаруженные на Зодском месторождении древние выработки и собранный по ним материал позволяют уяснить методику проводимых в древности работ, масштабы и характер извлекаемой руды.

Южнее Зодского месторождения (долина р. Сот) на протяжении 1,5—2,0 км имеются овальной формы углубления, напоминающие заброшенные русловые забои, с наваленными по бортам рифлями. По-видимому, здесь в древности производилась добыча россыпного золота. Большого масштаба работы велись также по р. Сендляр, севернее Зодского месторождения: по долине этой реки на расстоянии 3—5 км имеются навалы пустой промытой породы. Следы промывки отмечаются также по притокам и склонам. Разработка россыпей велась сначала спорадически, затем по определенной системе вверх по течению параллельными выемками. Опробование песков р. Сот показало наличие в небольшом количестве мелкого золота, а промывка нетронутых россыпей выявила самородки весом до 150 г. Этим повторно доказывается, что аллювиальные образования р. Сот использовались в древности.

На территории Зодского месторождения геологами были обнаружены в большом количестве бугорки и воронки, покрытые почвенно-растительным слоем. Оказалось, что воронки являются древними отработками, а бугорки—отвалами древних разработок. Эти элементы искусственного рельефа расположены строго по линии простирания рудных зон.

Описываемые следы древних отработок хорошо сохранились в пологих элементах рельефа; в крутых склонах они размывались, их контуры сглаживались. Наиболее четко следы выработок сохранились на водораздельном плато. Здесь по простиранию первой и второй рудных зон вытянуты плотно насаженные воронкообразные углубления, обрамленные древними отвалами; они простираются до одного километра. Размеры воронок различные, диаметр 10—15 м, глубина 2—3 м. Понятно, что первоначальный диаметр не мог быть таким большим, породы, в которых закладывались выработки, неустойчивые и, постепенно заваливаясь, превратили устья в крупные воронки. Небезынтересно отметить, что в пределах первой рудной зоны создается впечатление сближенно параллельного расположения выработок вдоль линии простирания зоны. Весьма вероятно, что отработка велась двумя параллельными полосами в пределах одной зоны. Наличие многочисленных воронок служит безошибочным поисковым критерием для обнаружения на территории месторождения новых рудных тел.

Характер древних горных выработок следующий: встречаются отработки поверхностного траншейного типа, нисходящие наклонки типа дудок, горизонтальные орты. Глубина траншей 5—6 м, ширина 0,5—1,0 м; когда в таких траншеях дальнейшая углубка стала технически невозможной, возникла необходимость проведения подземных выработок, что в дальнейшем стало единственным методом добычи. Поверхностная часть зоны сложена рыхлыми выветрелыми породами, в глубоких же горизонтах, где руда крепкая, золото находится в тонкодисперсном состоянии.

Разработка глубоких горизонтов коренного золота велась подземными выработками определенной системы, обеспечивающей рациональный отбор высокосортной руды. Наиболее выгодными являлись интенсивно заохренные породы в контакте с кварцевыми телами, насыщенными золотом. Грубая сортировка руды производилась, по-видимому, непосредственно в выработках, о чем свидетельствует закладка ненужных выработок низкопроцентной рудой; для закладки использовалась также совершенно пустая порода. На высокий уровень развития горного дела указывают такие детали, как специальные устройства, различные системы крепи и др. В древних отработках Гамзачиманского золоторудного месторождения (Кироваканский р-н, Армянская ССР) были найдены устройства в виде деревянных выдолбленных канавок, которые ставились на дне выработки и по ним протягивались специальные корзины, наполненные рудой. Такие канавки позволяли руду вытаскивать плавно и легко.

Древние отработки характеризуются неправильными очертаниями и отсутствием строгой системы; они пройдены по рудоносным зонам и кварцкарбонатным прожилкам, следуя за изворотами рудных тел.

По своему назначению и форме древние выработки Зодского месторождения можно подразделить на следующие пять основных типов: 1) наклонные, 2) щелевидные, 3) камеры неправильной формы, 4) квершлагные, 5) комбинированные.

1. Наклонные выработки в результате обрушения очень плохо сохранились; в устьевых частях этих выработок образовались воронки, которые в редких случаях доступны для осмотра. Они проходились преимущественно в эксплуатационных целях, имели непостоянное сечение и извилистые контуры. Примером может служить наклонка, обнаруженная в канаве 88: она пройдена по кварц-карбонатному прожилку под углом 75° , сечением $1,0 \times 0,5$ м, охватывая упомянутый прожилок и часть вмещающих пород. В лежащем боку выработки проделаны лунки, заменяющие при подъеме и спуске лестницы. Подобные наклонки выявлены в штольнях №№ 1, 2, 3, 6, 9 и 12.

2. Щелевидные выработки служили для отработки крутопадающих рудных жил и прожилков в местах наличия крутого рельефа и устойчивых боковых пород. При такой системе отработки оставлялись целики; одновременно отрабатывалось несколько параллельных прожилков. Ширина щели местами достигает до 2 м. Ряд щелевидных отработок обнаружен в районе штолен №№ 5, 10, 13 и в канаве № 218.

3. Камеры неправильной формы являются более распространенным типом. Они применялись для отработки рудных зон более сложного строения при желании извлечь из недр только богатую руду без боковых пород (в настоящее время вполне кондиционных руд). Эти камеры имеют сложные, извилистые очертания: отрабатывались наиболее податливые хрупкие части рудных тел, более крепкие, устойчивые участки руд оставлялись в целиках. При этом нередко применялись закладка и забутовка пустых пространств.

Во втором восточном штреке штольни № 6 рассечками №№ 3 и 4 вскрыта древняя выработка, принадлежащая этому типу. Она пройдена по висячему боку рудной подзоны под углом $75-85^\circ$ по наиболее богатой части зоны. Отработка велась этажами с оставлением подэтажных целиков. Мощность рудной зоны составляет 5,5 м, а ширина древней разработки 1,5 (фиг. 1).

К этому типу относится отработка, пересеченная северными рассечками №№ 2 и 3 первого восточного штрека шт. № 9 (фиг. 2). Здесь также отработка велась этажами с оставлением целиков забутовкой отработанного пространства, а местами с закладкой. При мощности рудной зоны, равной 5,0 м, ширина древней отработки 80 см. На стенках этой выработки до настоящего времени сохранились следы остроконечных инструментов, при помощи которых отбивалась руда.

4. Квершлагные выработки в большинстве случаев встречаются в глубоких горизонтах. Обычно они проходились в меридиональном на-

правлении, т. е. вкрест простирания рудных зон, глубиною от 10 до 40 м. Эти выработки служили для поисковых, подходных и проходных целей. Квершлажная выработка встречена также в шт. № 12, где до настоящего времени сохранилось древнее крепление.



Фиг. 1. Зарисовка древних выработок при отработке кварцевых жил.

5. Комбинированные выработки встречаются часто. При этой системе применяются все вышеописанные четыре способа отработки. Основной системой древних отработок является комбинированная. Здесь имеются выработки для выемки руды, для проходки, поиска и др.

Характерной является выработка, встреченная в 3 южной рассечке шт. № 2: сечение не превышает 1,5 м², а магазин имеет ширину 0,7—2,0 м. Отработка жильной массы производилась этажами сверху вниз и снизу вверх. По имеющимся наблюдениям отработка проводилась потолкоуступной и почвоуступной системами, закладкой отработанной части, а местами креплением (фиг. 3).

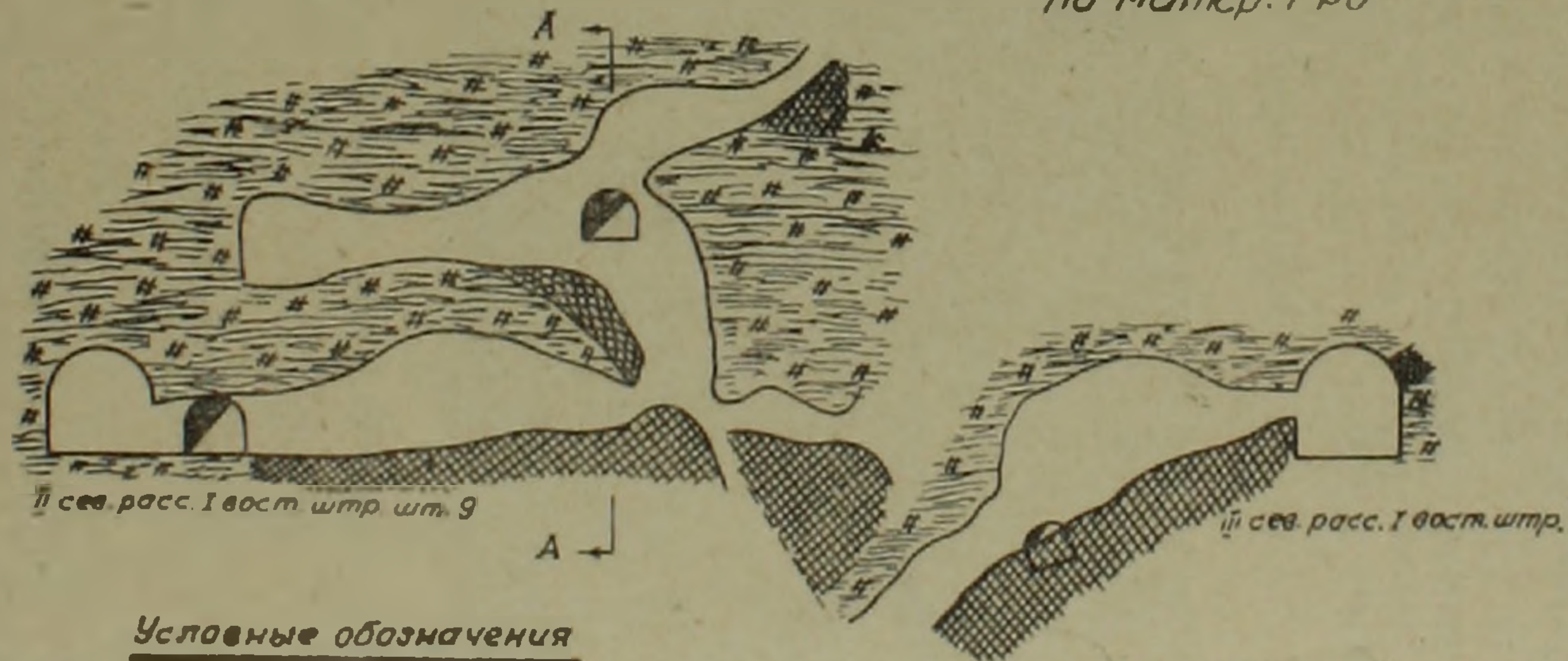
Проходка горных выработок с таким знанием дела позволила довести их глубину до 150—200 м по вертикали. Такого высокого уровня горного дела можно было достигнуть, имея, конечно, многовековой опыт подземного труда. Сечение большинства выработок колебалось в пределах от 0,8 до 1,5 м², что позволяло вести работу только в лежащем положении. Такие небольшие сечения позволяли выдавать на поверхность меньше породы, выработка быстро доводилась до цели и т. д.

Найденные здесь на глубине 150 м элементы деревянной лестницы позволили определить радиоуглеродным методом возраст глубоких отработок; он оказался равным 1715 лет (± 100 лет).

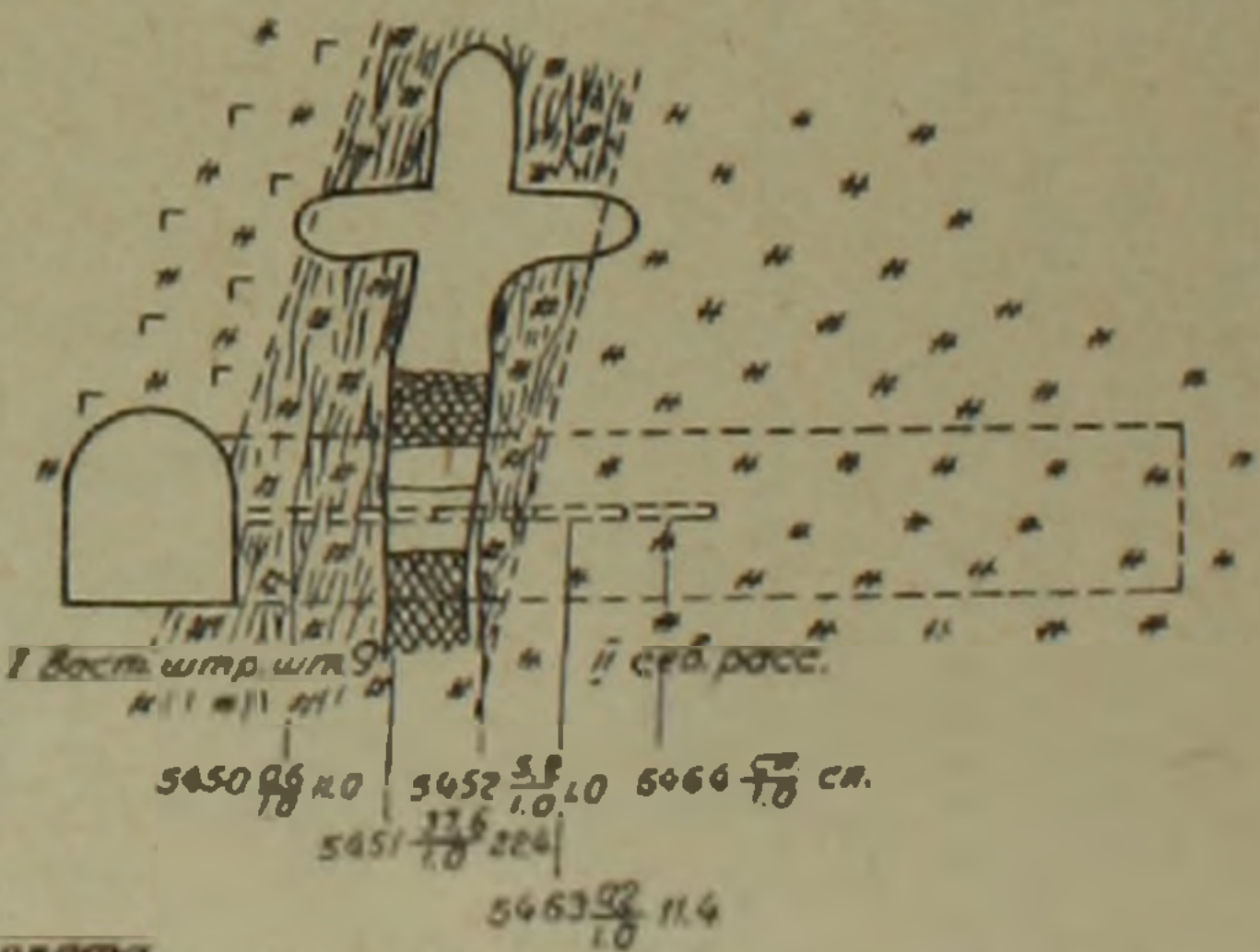
Многочисленными пробами доказывается, что в древности разрабатывались исключительно богатые руды, все забои проходились по наиболее богатым рудам даже тогда, когда золото не было видно вооруженным глазом. Таким образом, работы велись с большим знанием горного дела и геологии, поэтому убежденно можно сказать, что основные работы проводились мастерами высокой квалификации.

Зарисовка древних выработок при отработке рудоносных зон шт. № 9 I восточный штрек

Масштаб 1:100
1 0 1 2 м
По матер. ГРЗ



Разрез по А-А



Условные обозначения

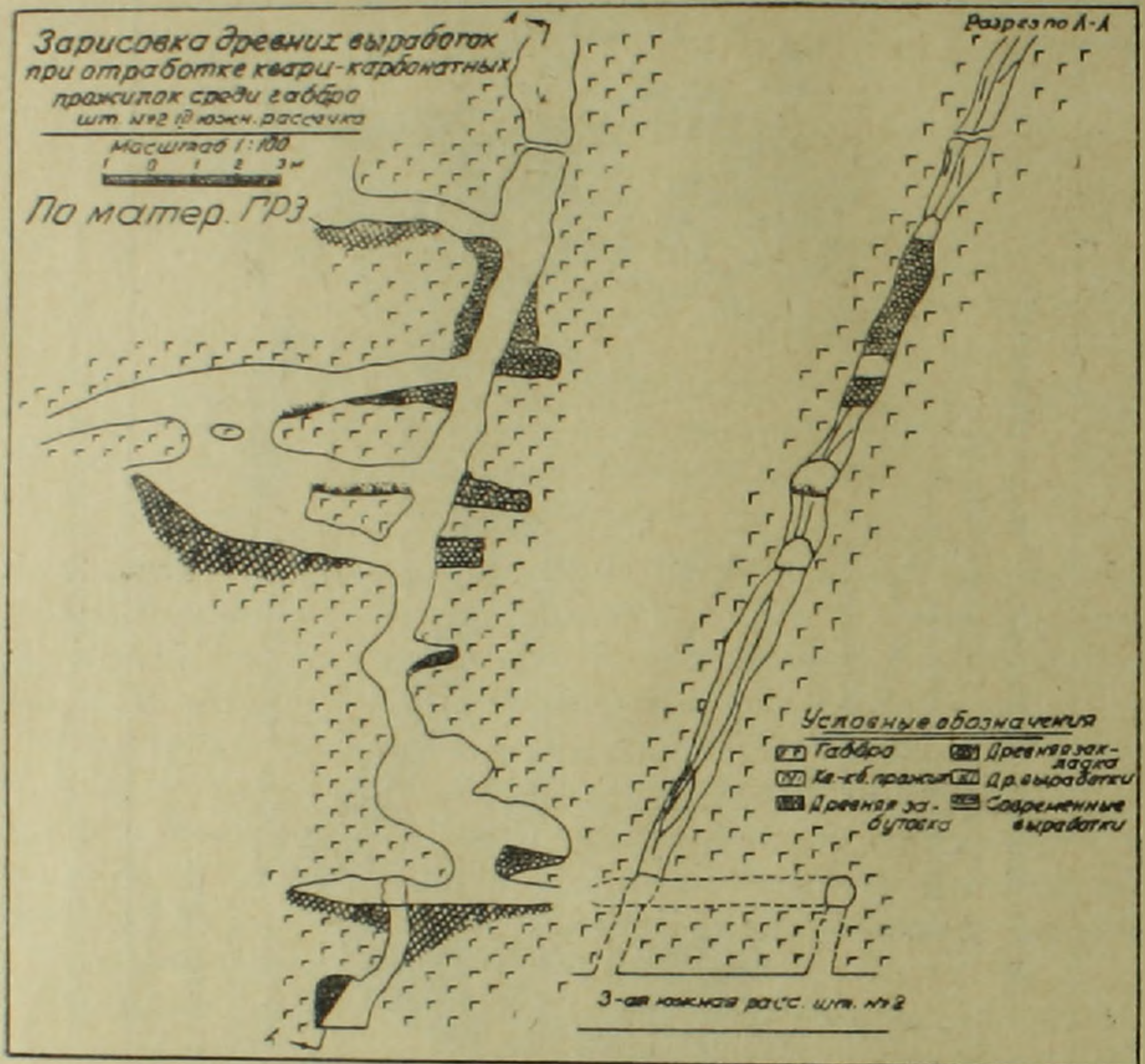
- | | |
|----------------------------------|-----------------------|
| Породы зоны | Древняя закладка |
| Гидротермально измененные породы | Бороздовые породы |
| Захоронное габбро | Современные выработки |
| Древняя забутовка | Древние выработки |

5450 $\frac{0.0}{1.0}$ 11.0 Намера проб $\frac{\text{содержание золота}}{\text{длина образцы}}$ содержание серебра

5450 $\frac{0.0}{1.0}$ 11.0 5452 $\frac{3.8}{1.0}$ 10 5466 $\frac{7.0}{1.0}$ см.
5451 $\frac{1.5}{1.0}$ 22.4
5463 $\frac{9.2}{1.0}$ 11.4

Фиг. 2 Зарисовка древних выработок при отработке рудных зон.

Судя по характеру древних выработок, в разработке Зодского золоторудного месторождения выделяются три основных этапа: к первому этапу относится разработка золотоносных россыпей рр. Сот и Сеидляр. Разработки проводились вверх по течению основных русел, затем по боковым притокам и склонам до обнаружения коренного месторождения.



Фиг. 3. Зарисовка древних выработок при отработке кварц-карбонатных прожилков среди габбро.

Ко второму этапу относится разработка поверхностной выветрелой части зон выработками траншейного типа, пройденными вдоль рудных зон глубиной 5—6 м.

Третий, наиболее поздний этап, характеризуется разработкой исключительно коренных руд путем проходки только подземных выработок.

Первый и третий этапы характеризуются большими масштабами работ.

2. Орудия производства

Впервые следы материальной культуры на Зодском месторождении обнаружены в 1951 г. геологом А. Т. Степаняном. Им на территории

месторождения были найдены обломки железного серпа и подвязная фибула для украшения женской одежды из того же материала. Казалось, что найденные материалы могли точно определить возраст зодских отработок. Поэтому они были посланы в гор. Тбилиси, где специалистами эта культура была отнесена к VII—VIII вв. Однако, эти находки не имеют никакой связи с Зодским месторождением, разве только лишь постольку, поскольку они найдены вблизи месторождения, что недостаточно для датировки. Если учитывать, что найдено орудие сельского хозяйства, а не горного производства, то определение это приведет к довольно серьезным ошибкам. И, действительно, в «Ахшарацуйце», составленном в VII в. Ананием Ширакаци, на территории Зодского месторождения (или вблизи) среди полезных ископаемых о наличии золота не упоминается. Таким образом, железные находки VII в., найденные на территории месторождения, следует отнести к совершенно отдельной, довольно поздней культуре, не имеющей связи с горным производством на Зодском месторождении.

Дальнейшие находки непосредственно связаны с производством золота. Из орудий труда здесь найдены многочисленные рудотерки (фиг. 4). На территории Армянской ССР подобные зернотерки широко применялись с начала медного века, а, возможно, и раньше. У малоразвитых народностей они применяются и поныне.



Фиг. 4. Рудотерка умеренно изношенная.

Рудотерки—это лоткообразно углубленные орудия с поперечными и продольными на дне бороздами незначительной—2—3 мм глубины. Общая длина устройства—70—85 см при ширине 35—40 см. Продольные борозды расположены близко друг от друга—0,5—1,0 см. Они образовались при протирании, поэтому расположены на неровных расстояниях друг от друга и технологического значения не имели. Поперечные борозды расположены на равных расстояниях—10—12 см; они на обычных зернотерках не встречаются, а на рудотерках специально вы-

бываются для задержки золота при промывании, производимся одновременно с истиранием.

Подобные лотки-рудотерки в значительных количествах встречаются также на территории Гамзачиманского месторождения золота: они ничем не отличаются от описанных лотков. Они использовались не только для промывок, но и для истирания руды, поэтому лотки постепенно занасивались, в связи с чем поперечные борозды часто приходилось обновлять. Более легкие удобные лотки употреблялись при дальнейшей промывке измельченной руды. Масштабы промытых россыпей говорят о том, что такими небольшими каменными лотками не представлялось бы возможным промыть столь большое количество материала. Поэтому лотки для промывки золота из россыпей должны были изготовляться из выдолбленного дерева или из деревянных досок длиной 8—10 м в виде канав (наподобие гавайских бутар).

При понижении уровня оз. Севан, недалеко от с. Лчашен было обнаружено погребенное поселение. Золотые изделия Зодского производства были обнаружены в курганах этого поселения. Возраст могильников определяется около 3200—3000 лет.

На основании вышеприведенных данных доказывается давность разработки приповерхностной части окисленных руд, равная 3200—3000 годам, т. е. XIII—XII в. до н. э. Этот период характеризуется добычей руды траншеями с последующей обработкой на рудотерках.

Из орудий производства более позднего времени здесь найдены многочисленные жернова. Это парные круглые отшлифованные камни, используемые по принципу обычной мельницы. Они изготовлялись из липарита, липарито-дацита или из вторичных кварцитов, словом, из



Фиг. 5. Жернова. Нижний круг с крестообразным отверстием

твердых, трудноизнашиваемых пород. Нижний круг (неподвижный) относительно легкий; в центральной части круга имеется отверстие крестообразной формы (фиг. 5), куда вставлялась ось, укрепляемая поперечной

шпилькой в виде заклинки. Верхний круг, по-видимому, приводился в движение при помощи тягловой силы. Такие мельницы-жернова и поны не применяются у тибетцев, монголов и у других народностей.

Обычно верхний тяжелый круг имеет не крестообразное, а круглое отверстие, поэтому он может свободно крутиться вокруг оси. Руда пересыпалась через это отверстие, которое у рабочей поверхности заканчивалось щелеобразным проходом, что в силу эксцентричного движения позволяло непрерывно, равномерно подавать руду на рабочую поверхность для измельчения. Для отвода измельченной породы—руды, на нижнем кругу пробивались лучисто расположенные борозды глубиной 2—3 мм, через которые измельченная руда пересыпалась вниз. Иногда для отвода измельченной руды, наряду с описанными бороздами, верхний круг делался вогнутым, а нижний выпуклым и руда по наклонной поверхности постепенно спускалась вниз и через край пересыпалась вниз.

Рабочие поверхности этих кругов порою отполированы как зеркало с характерными линиями кручения. Глубокие concentрические борозды на этих поверхностях могли образоваться только при истирании твердых режущих кварцевых частиц руды.

Описанные жернова разбросаны на территории поселка повсеместно. По их количеству можно сделать вывод об очень больших масштабах производства того времени. Здесь очень часто встречаются монолитные камни, из которых изготовлялись жернова. Для этого первоначально проделывалось отверстие, затем парные камни крутились впустую до получения желаемой поверхности. Чтобы составить представление о масштабах производства отметим, что пройденная здесь небольшая канава для водопроводной линии выявила пять каменных кругов от рудомолки и много других предметов. Здесь, в частности, было обнаружено каменное изделие небольших размеров (8×12 см), которое представляет собой односторонне обожженный—раскаленный камень с маленькими, с двух сторон конусообразно суживающимися отверстиями, диаметром 1,0 см. По-видимому, его применение связано уже с плавкой металла.

Следующий прибор для измельчения руды—это каменная ступка: ее применение во времени совпадает с применением каменных рудомолок. Каменные ступки на территории месторождения встречаются реже, чем остальные приборы, что говорит об ограниченности их применения. Ступки представляют из себя хорошо обтесанные камни высотой около 40 см, диаметром круга 20—25 см; глубина их разная.

В древности для облегчения процесса измельчения руды сначала она обжигалась, затем обливалась холодной водой. В силу резкой перемены температуры, следовательно и объема, руда растрескивалась и легче поддавалась дальнейшему измельчению. При проведении этой операции, разумеется, не учитывалось, что согреванием крупинки золота укрупняются.

После вышеописанного процесса иногда в небольшом количестве

более или менее крупные куски руды приходилось измельчать в каменных ступках, чем и объясняется ограниченное их применение.

Орудия производства делятся на три типа. К первому типу предположительно относятся деревянные простейшие промывочные приборы, которые не сохранились. Ко второму типу относятся рудотерки и ступки, применявшиеся для обработки рыхлых древоподобных руд бручную, а к третьему типу относятся широко распространенные жернова, приводимые в движение тягловой силой. Эти этапы довольно отдалены во времени, однако они в производственном отношении являются непосредственным продолжением друг друга.

В заключение отметим, что Зодское золоторудное месторождение разрабатывалось тремя этапами.

Первый этап характеризуется разработкой россыпей, проводившейся параллельно русловым забоям по долинам рр. Сот и Сеидляр. Промывочными приборами служили деревянные бутары гавайского типа, которые не могли сохраниться до наших дней. Этот этап разработки датируется как поздний неолит.

Второй этап характеризуется обнаружением рудного золота и разработкой приповерхностных, разрыхленных частей рудных зон путем проходки горных выработок траншейного типа и, возможно, неглубоких подземных горных выработок. Орудиями труда для обработки руды служили рудотерки. Этот этап имеет давность 3200—3000 лет.

Третий этап, наиболее поздний, характеризуется разработкой собственно рудного золота путем проходки сложных подземных горных выработок с разработкой руды почвоуступным или потолкоуступным методом. Руда подвергалась обработке с применением каменных мельниц и ступок. Применялись домашние животные вместо простого ручного труда. Разработки и другие находки этого этапа относятся к I—II вв.

Государственный производственный
геологический комитет
Армянской ССР

Поступила 19.1.1965.

Է. Մ. ՄԱԴԱԹՅԱՆ

ԶՈՒԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՀԱԳՈՐԾՄԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Զոդի ոսկու հանքավայրի շրջանում երկրաբանները հայտնաբերել են տարրեր պատմական ժամանակաշրջանների պատկանող բազմաթիվ հնէաբանական հուշարձաններ, հին լեռնային փորվածքներ, հանքանյութի մշակման քարքավորումներ և այլն: Սույն հոդվածի նպատակն է ընդհանրացնել բոլոր, մինչև այժմ հայտնի, հնէաբանական նյութերը, որքանով որ նրանք վերաբերում են երկրաբանության և լեռնային դործի պատմության վաղ շրջանին:

Նշված նյութական մշակույթի ուսումնասիրությունները հանգեցնում են

այն հզրակացության, որ Զոդի ոսկու հանքավայրի շահագործումն ընթացել է երեք հիմնական ժամանակաշրջաններում:

1. Առաջին ժամանակաշրջանը բնութագրվում է ցրոնների շահագործմամբ, որն ընթացել է հունային դուգահեռ ճակատներով Սոթ և Սեիդլյար գետերի հովիտներում: Ցրոնների շահագործման այս աշխատանքները հետագայում ծավալվել են տարրեր վտակներով և այլ բերվածքային առաջացումներով դեպի վեր, ի վերջո հայտնաբերելով ոսկու արմատական հանքավայրը: Լվացման համար հարմարանքներ են ծառայել Հավայան տիպի փայտյա տաշտակաձև առվակները, որոնք չէին կարող պահպանվել մինչև մեր օրերը: Մշակույթի հուշարձաններից այս ժամանակաշրջանին են պատկանում կիկլոպյան կառուցվածքները: Շահագործման շրջանը վերագրվում է նոր քարե դարի վերջին:

2. Երկրորդ ժամանակաշրջանը բնութագրվում է ոսկու արմատական հանքավայրի հայտնաբերմամբ և նրա մակերեսային մասի շահագործմամբ խրամային փորվածքների և աննշան քանակով ստորերկրյա լեռնային փորվածքների միջոցով: Հանքանյութի մանրացման համար գործածվել են քարե տաշտակաձև քերիչներ: Իկյս ժամանակաշրջանը համընկնում է Լճաշենի մշակույթի հետ, ունի 3000—3200 տարվա հնություն:

3. Երրորդ և վերջին ժամանակաշրջանը բնութագրվում է միայն արմատական հանքավայրի շահագործմամբ, որը կատարվել է քարոց ստորերկրյա լեռնային փորվածքների միջոցով: Հանքանյութի քարոց մշակումը կատարվել է քարակոփ հավանգների և աղորինների միջոցով: Մշակույթի հուշարձաններից այս ժամանակաշրջանին են պատկանում Հելենական ոճով կառուցված հեթանոսական տաճարը: Հանքավայրի շահագործման այս շրջանը վերագրվում է մեր թվարկության 1-ին և 2-րդ դարերին:

Զոդի հանքավայրում հայտնաբերված հին լեռնային փորվածքները և նրանց հետ կապված մշակույթի հրային մնացորդները հնարավորություն են տալիս նախ ճիշտ վերականգնելու հանքավայրի շահագործման ժամանակաշրջանը և ապա՝ կողմնորոշվելու Հայկական ՍՍՌ-ում նոր ոսկու հանքավայրեր հայտնաբերելու համար: Նույն սկզբունքով հայտնաբերվել և հետախուզվում են մի շարք նոր հանքավայրեր և հանքայնացման դրսևորումներ, որոնց հիման վրա հնարավորություն ստեղծվեց «Սևանի» երկրաբանա-ստրուկտուրային զոնայում առանձնացնել բոլորովին նոր խոշոր ոսկեբեր գոտի:

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

М. А. САТИАН, Э. Х. ХУРШУДЯН

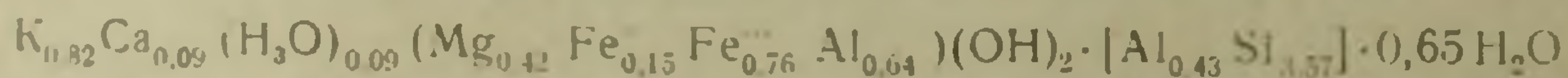
О ГЛИНОЗЕМИСТОМ ГЛАУКОНИТЕ ИЗ АЛЬБСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ ИДЖЕВАНСКОГО ХРЕБТА

Среднеальбские отложения представлены в основании известняками органогенно-обломочными, мощностью до 2 м; выше следует чередование крепких и рыхлых желтовато-серых и зелено-серых, глауконит-содержащих песчаников и алевролитов, с прослоями песчанистых известняков, пелитовых туффитов и туфоалевролитов, суммарной мощностью до 30 м. Песчаники и алевролиты с высоким содержанием глауконита слагают верхние горизонты среднеальбского разреза. Наиболее богатые глауконитом (30—80%) отложения прослеживаются в естественных обнажениях южного склона хребта, мощностью от 0,5 до 2 м.

Высокие содержания глауконита установлены в алевролитах. В песчаниках содержание глауконита заметно уменьшается. В переслаивающихся с ними известняках содержание глауконита равно не более 10%. В туфогенных отложениях содержание глауконита не превышает 10—20%. Туффиты содержат единичные зерна глауконита. Таким образом, содержание глауконита возрастает в ряде: карбонатные—крупнообломочные—мелкообломочные отложения, с другой же стороны падает в ряде: обломочные — вулканогенно-обломочные отложения.

Размер глауконита обычно превышает размер терригенных компонентов породы. Форма глауконита округлая, бугорчатая. Цвет темно-зеленый с синеватым оттенком у крупных зерен. Изредка отмечаются включения пирита и тончайшие прожилки кальцита. Размер зерен от 0,1 до 0,6 мм. Преобладают зерна от 0,15 до 0,30 мм. Строение под микроскопом агрегатное. $N_{g1} = 1,592$, $N_{p1} = 1,564$.

Кристаллохимическая формула



Полуколичественным спектральным анализом в глауконите определены: Ti (0,1%), V, Cr, Sr, B (0,03%), Mn, Zn, Ba, Li (0,01%), Ni, Co, Cu, Pb (0,001—0,003%).

Химический состав минерала (табл. 1), наряду с вышеприведенными оптическими данными, указывает на принадлежность его к глиноземистым разновидностям группы глауконита.

Рентгеновское исследование (табл. 2) показало, что по характеру

Таблица 1*

Химический состав глауконита

Компоненты	Весовые %	Молек. кол-ва	Атомные кол-ва кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	49,95	832	1664	832	3,57
TiO ₂	0,22	003	006	093	0,01
Al ₂ O ₃	12,82	125	375	250	1,07
Fe ₂ O ₃	14,29	089	267	178	0,76
FeO	2,53	035	035	035	0,15
MnO	сл.	—	—	—	—
CaO	1,24	022	022	022	0,09
MgO	3,84	0,95	095	095	0,42
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	7,50	096	096	192	0,82
H ₂ O	2,16	120	120	472	2,03
п.п.п.	5,34	296	296	236	

Сумма 99.91 2976

180

2796

Общий делитель 2796;12 = 233

Таблица 2

№№	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	7	10,18		11	6	2,387	
2	4	4,96	4,49	12	3	2,246	
3	7	4,49		13	2p	2,194	
4	3	4,53		14	3p	1,979	
5	6ш*	3,62		15	3	1,820	1,654
6	4ш	3,316		16	2	1,709	
7	4ш	3,064		17	6	1,663	1,502
8	4	2,841	2,575	18	10	1,502	
9	3	2,680		19	7ш	1,302	
10	10	2,570		20	5	1,253	
				21	3	1,199	

* ш. — широкая линия, p. — размытая линия.

Камера РКД — 57.3. Определение методом порошка на железном излучении. Поправки по особому снимку смеси минерала с поваренной солью.

области с линиями от 4,0—2,5 кх минерал относится к однослойной модификации слюд IM.

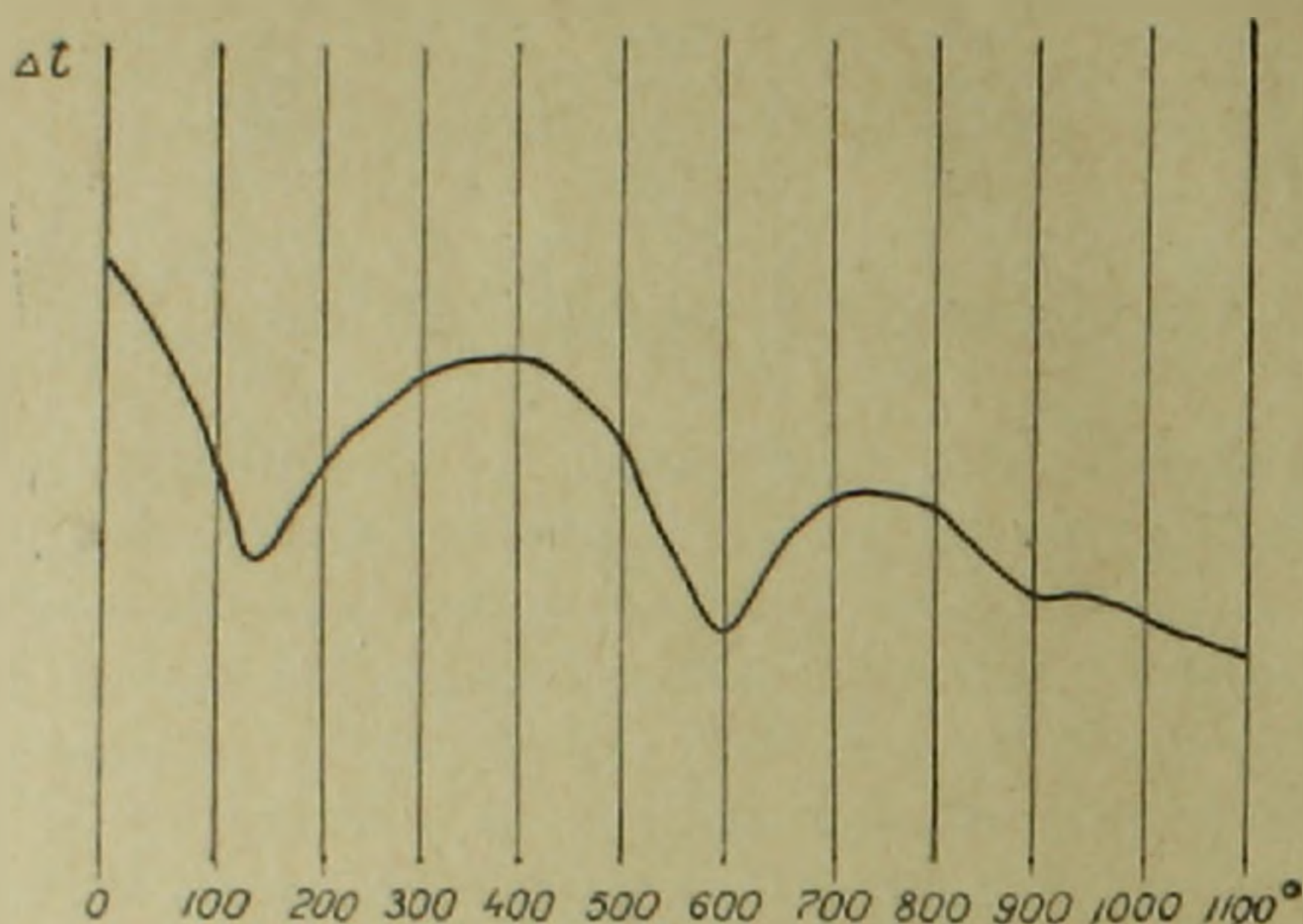
Дифференциальная кривая нагревания типична для глауконита (фиг. 1). Для группы глауконита выделяются два крайних минеральных вида: селадонит—железистая разность и сколит—глиноземистая разность, а названию «глауконит» придается только групповое значение (3, 4, 5).

Однако есть предложение выделить в ряде селадонит-сколит самостоятельный вид со средними для ряда и примерно равными содержа-

* Лаборатория ИГН АН Армянской ССР, аналитик А. К. Иванян.

ниями Al_2O_3 и Fe_2O_3 , сохранив за ним название «глауконит», укоренившееся в геологической терминологии (7, 8).

Изученная разновидность по химическому составу, структуре, оптическим свойствам приближается к виду «глауконит» при несколько высоком содержании алюминия и калия.



Фиг. 1. Термограмма глауконита.

Глауконит образуется в морском водоеме выпадением из воды в виде геля, диагенетическим замещением алюмосиликатов, выполнением раковин фораминифер, замещением CaCO_3 скелета различных организмов и т. д. Нередко глауконит, выпавший как гель, находится в отложениях совместно с диагенетическим глауконитом, цементирующим породу.

Скопления иджеванского глауконита образовались, по-видимому, выпадением из наддонной воды в виде гелей. Основанием для такого предположения служат: преобладающая округлая его форма и мелко-агрегатное строение, отсутствие сколько-нибудь отчетливых признаков замещения глауконитом алюмосиликатов, горизонтальная выдержанность собственно глауконитовых горизонтов, четкие границы подошвы и кровли. Высокие содержания глауконита могли образоваться в условиях понижения темпов сноса обломочного материала с водосбросов и в свою очередь при интенсивном осаждении коллоидов, образовавших этот минерал. Осаждение пепловых туч нарушало или прерывало глауконитообразование.

Таким образом, кроме фацциально-палеогеографических условий, глауконитонакопление косвенно контролировалось вулканизмом. Привнос пепла происходил, видимо, из Прикуринского архипелага.

Фацциальный анализ отложений Иджеванского пролива указывает на морскую мелководную, удаленную от берега обстановку накопления осадков со значительным содержанием глиноземистого глауконита.

В заключение отметим, что высокое содержание в иджеванском глауконите калия повышает возможность использования его как минеральное удобрение.

Целесообразно также обратить внимание на некоторое расхождение данных определения абсолютного возраста по глаукониту* (табл. 3) с

Таблица 3

№ анализа	K, %	Ar ⁴⁰ , г/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст в млн. лет
1	6,23	$34,7 \cdot 10^{-9}$	4,57	81
2	6,23	$36,4 \cdot 10^{-9}$	4,79	85
Средний возраст				83

палеонтологическими данными [1], достоверно датирующими глауконитосодержащие отложения альбом ($\geq 105 \pm 5$ млн. лет). Возможность использования данной разновидности глауконита в целях абсолютной геохронологии вмещающих осадочных толщ заслуживает поэтому специального изучения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.VIII.1964.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев (Актафа). Изв. АН Арм. ССР, серия физ-мат., ест.-техн. наук, № 4, 1952.
2. Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд. иностр. литературы, 1956.
3. Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3 и 4. Изд. Львов. ун-та, 1956.
4. Маякова К. М. О селадоните Побужья. Мин. сб. Львовского геологического об-ва, № 10, 1955.
5. Махнин Б. А. К минералогии глауконитов олигоценовых отложений Украинского кристаллического массива. Мин. сб. Львовского геологического об-ва, № 5, 1951.
6. Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы советской геологии, № 1, 1933.
7. Соколова Е. П. Глиноземистые аналоги глауконита. Рентгенография минерального сырья, № 2, 1962.
8. Borchert H., Braun H. Chemical Erde № 1, 1963.

* Лаборатория ИГН АН Армянской ССР, аналитик Р. Гуксян

Э. А. КЮРЕГЯН

О ПРИМЕНЕНИИ МАЛЫХ НАВЕСОК ПОЧВ ПРИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА

В последнее время при гидрохимических поисках месторождений полезных ископаемых стало получать широкое применение изучение состава водных вытяжек из почв, отбираемых при поисковых съемках с мест, лишенных выходов воды.

Водные вытяжки готовятся обычно из 100—200 г почвы с пятикратным количеством воды. В результате получают большие объемы.

Фильтрация водных вытяжек не всегда протекает нормально: если почва богата воднорастворимыми соединениями различных солей, то вытяжки фильтруются быстро; если же почва бедна ими или же содержит глинистые частицы, то поры фильтра засоряются и затрудняется фильтрация, это ведет к изменению объема вытяжки и к искажению результатов анализа.

Часто вытяжки получают сильно окрашенными, что не дает возможности применять чувствительные колориметрические методы анализа. Методы обесцвечивания водных вытяжек не всегда дают положительные результаты.

В данной статье мы предлагаем при гидрохимических поисках никеля и кобальта применять малые навески почв (такие работы были проведены нами при гидрохимических поисках свинца и цинка) [2].

Не все соединения никеля и кобальта, находящиеся в почве водорастворимы. Сравнительно легко растворяются их сульфаты.

По данным С. С. Смирнова [3] растворимость NiSO_4 составляет 274,8 г/л при t° —22°C, а растворимость CoSO_4 —265,8 г/л при t° —20°C. Сульфатная форма соединений никеля и кобальта, являясь наиболее подвижной, создает благоприятные условия для миграции этих элементов.

Прямым путем обнаружения никеля и кобальта в почвах может явиться адсорбция ионов никеля и кобальта тонко дисперсными веществами—глинами: адсорбция эта ионного характера (адсорбируются катионы никеля и кобальта). Одновременно здесь происходит и другая адсорбция—обменная, когда вместо адсорбированных ионов никеля и кобальта в растворе могут появиться какие-либо другие катионы. Катионы поглощаются почвой, для вытеснения их нужны растворы солей сильных оснований и сильных кислот, но уже не с этим вытесненным катионом, а с другим.

В качестве солеобразующего вещества для получения наиболее подвижной и растворимой формы соединений никеля и кобальта и их сульфатов, мы применили 10%-ый раствор сернокислого натрия, на котором готовились вытяжки.

Определения никеля и кобальта проводились в пробах почв, отобранных с Шоржинского хромитового месторождения Армянской ССР.

Вначале никель и кобальт определялись в обычных водных вытяжках, где соотношение $T : Ж = 1 : 5$ (твердая фаза и жидкая фаза); результаты анализа показали либо незначительное содержание никеля и кобальта (порядка 0,002—0,007 мг/100 г почвы) либо, в подавляющем большинстве—полное отсутствие их.

Затем, из новых навесок почв были приготовлены вытяжки на 10%-ном растворе Na_2SO_4 с соотношением $T : Ж = 1 : 10$, так как чем больше соотношение $T : Ж$, тем больше должна повышаться растворимость ионов.

Содержание никеля в этих вытяжках колебалось в интервале 0,002—0,12 мг/100 г почвы, а кобальта 0,002—0,08 мг/100 г почвы.

Вытяжки готовились следующим образом: к 10-ти граммам воздушно-сухой почвы, просеянной через сито с отверстиями $d = 3$ мм, приливалось 100 мл 10%-ого раствора Na_2SO_4 . После 3-х минутного встряхивания вытяжка фильтровалась. Фильтрация протекала быстро, а фильтраты получались прозрачными. В аликвотной части определялись никель и кобальт.

Определения никеля и кобальта проводились чувствительными аналитическими методами: никель — методом экстракции хлороформом комплекса никеля, осажденного спиртовым раствором диметилглиоксима. Колориметрирование проводилось методом стандартных серий.

Определения кобальта проводились осаждением его раствором нитрозо — Р — соли. После выделения гидроокисей железа и алюминия, полученная окраска сравнивалась со шкалой стандартных растворов.

Проведенная повторная (двухкратная) обработка полученных на фильтре остатков показала полное отсутствие ионов никеля и кобальта.

Чувствительность определения никеля и кобальта составляет 0,001—0,002 мг/100г почвы (проверено на стандартных растворах солей никеля и кобальта).

Ниже приводятся сравнительные данные содержания никеля и кобальта в водных вытяжках и в вытяжках, приготовленных на растворе Na_2SO_4 .

Объем статьи не позволяет привести полностью все данные (500 проб).

Таким образом, 1) в вытяжках, при соотношении $T : Ж = 1 : 10$ никель и кобальт извлекаются в больших количествах.

2. При полном отсутствии никеля и кобальта в водных вытяжках, вытяжки, приготовленные на растворе Na_2SO_4 , показывают значительное содержание никеля и кобальта.

Таблица 1

Сравнительные данные содержания ионов никеля и кобальта
в вытяжках

№№ проб	Водные вытяжки		Вытяжки на 10% растворе Na ₂ SO ₄	
	Содержание в мг/100 г почвы			
	Ni	Co	Ni	Co
1	0,006	0,005	0,010	0,100
2	0,007	0,006	0,130	0,036
3	0,006	0,005	0,120	0,060
4	0,002	0,002	0,017	0,500
5	0,003	0,003	0,015	0,050
6	0,003	0,002	0,160	0,050
7	H	H	0,010	0,010
8	H	H	0,008	0,015
9	H	H	0,006	0,010
10	H	H	0,012	0,010
11	H	H	0,008	0,002
12	H	H	0,009	0,004
13	H	H	0,015	0,011
14	H	H	0,011	0,012
15	H	H	0,015	0,005
16	H	H	0,020	0,013
17	H	H	0,140	0,100
18	H	H	0,180	0,150
19	H	H	0,190	0,150
20	H	H	0,200	0,180

3. Применение малых навесок почв обеспечивает полную прозрачность и быструю фильтрацию вытяжек.

4. Вытяжки из уменьшенных навесок возможно готовить в полевых условиях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 26.XI.1964.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гедройц К. К. Химический анализ почвы. Л., 1932.
2. Кюрегян Э. А. О применении малых навесок почв при гидрохимических поисках свинца и цинка. Журн. «Разведка и охрана недр» № 7. 1961.
3. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений Изд. АН СССР 1951.
4. Соколов И. Ю. Методическое руководство по определению микрокомпонентов в природных водах при поисках рудных месторождений. Госгеолтехиздат. М., 1961.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

С. В. ФАРАДЖЯН

МОДЕЛИРОВАНИЕ С ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩЕЙ БУМАГОЙ
ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА И ПОВЕРХНОСТНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ В МЕТОДЕ ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЯ

К числу факторов, искажающих результаты электропрофилирования, относятся пересеченный рельеф местности и меняющаяся мощность поверхностных образований.

Пересеченный рельеф вызывает значительные искажения графиков кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_k , причем при пересечении электропрофилем хребта над его осью наблюдается уменьшение ρ_k , а при пересечении долины—обратная картина.

Одной из причин ложных аномалий в методе электропрофилирования является местное увеличение мощности наносов, которые из-за повышенной электропроводности могут вызвать понижение ρ_k .

Влияние обоих факторов — пересеченного рельефа местности и меняющейся мощности наносов часто наблюдается одновременно. Это подтверждается, в частности результатами электропрофилирования в рудных районах Армянской ССР.

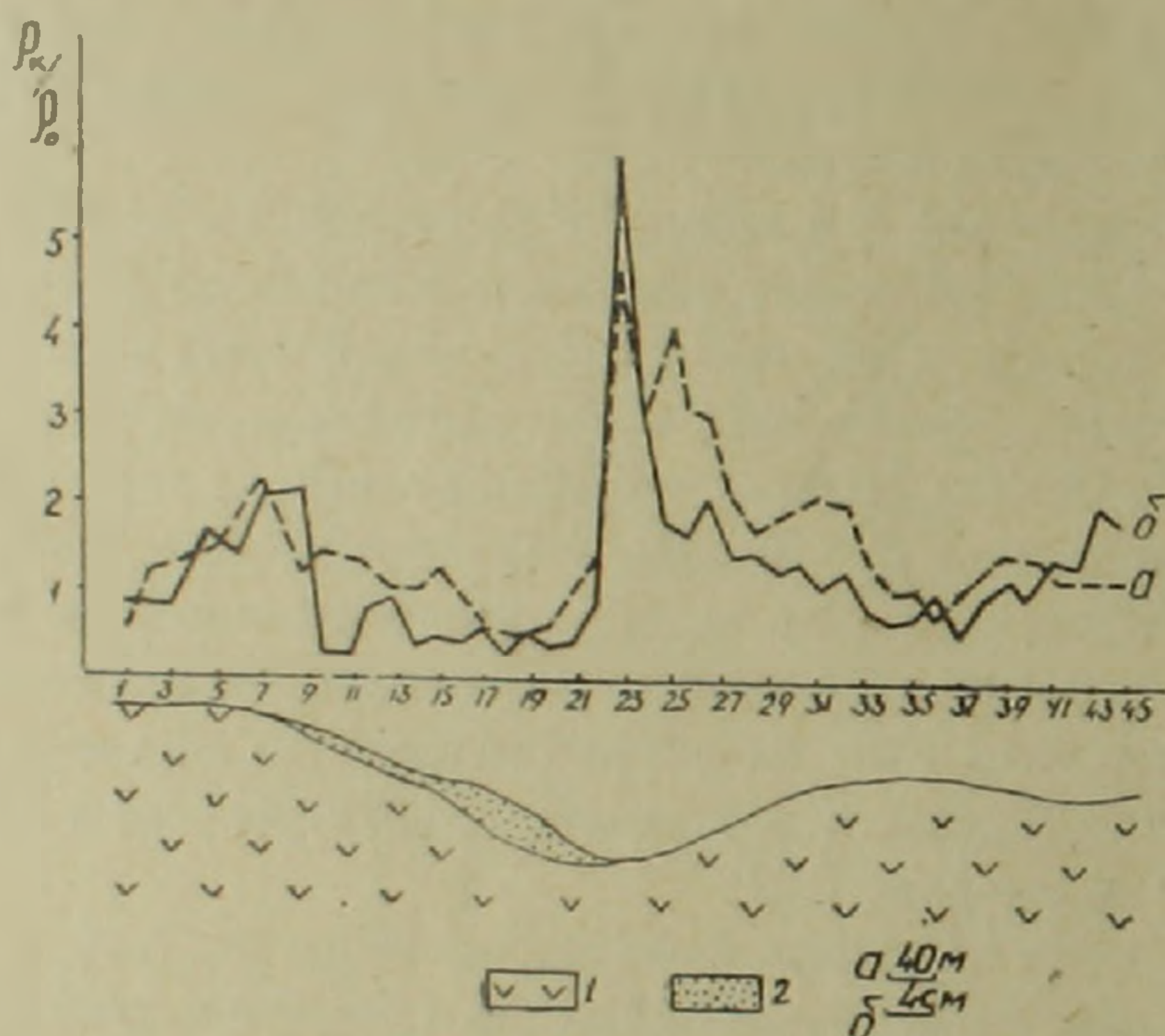
На фиг. 1 (а) в качестве примера приведен полевой график электропрофилирования на медно-молибденовом месторождении, отличающийся значительной неоднородностью. С целью выяснения причины, вызвавшей понижение сопротивления между пикетами 13—21 (аналогичные графики ρ_k отмечены и по соседним профилям на значительном протяжении), были выполнены вертикальные электрические зондирования, а также задана скважина у пикета 19. Сопоставление полученных с их помощью данных позволило установить характер изменения мощности наносов по профилю. Наибольшая мощность наносов около 30 м наблюдается в районе пикетов 17—20 (что отмечается минимумом на ρ_k графике). Затем имеет место постепенное уменьшение мощности наносов в обе стороны и их выклинивание у пикетов 9 и 23. Максимум сопротивления в районе пикетов 23—29 приурочен к пониженной части рельефа местности.

Для оценки искажающего влияния отмеченных факторов нами были выполнены модельные работы с электропроводящей бумагой.

При изготовлении этого разреза мы сохраняли геометрические и электрические условия подобия. Геометрические размеры по отношению

к натуре уменьшены в 1000 раз. Сохранялось и отношение сопротивлений $\frac{\rho_{\text{пород}}}{\rho_{\text{наносы}}} \approx 10$. Соответственно этому была использована электропроводящая бумага с сопротивлениями 960 ом/см² и 10 ом/см² (соотношение этих сопротивлений приближается к 10).

Подобрав нужные удельные сопротивления для отдельных слоев модели и сохраняя геометрические условия подобия, при помощи тонкого слоя электропроводящего клея, зоны различной проводимости соединялись друг с другом. Электропроводящий клей был приготовлен с таким расчетом, чтобы сопротивление клея было равно сопротивлению одной из соприкасающихся зон во избежание искажения электрического поля электропроводящим клеем (состав клея: БФ-2, спирт и сажа). Этого можно достигнуть изменением количества газовой сажи в составе клея.



Фиг. 1. Графики полевых и модельных работ электропрофилирования А.МНВ при одновременном влиянии рельефа и поверхностных образований (в натуре— $AB=600$ м. $MN=20$ м. на модели $AB=60$ см. $MN=2$ см.) 1. Гранодиориты ($\rho_0=400$ ом. м.), 2. Наносы: σ —график ρ_k/ρ_0 при полевых наблюдениях δ . — график ρ_k/ρ_0 при модельных наблюдениях.

В качестве электродов мы применяли особо приготовленные приспособления, которые обеспечивают «точечное» питание электропроводной бумаги. С целью полного контакта между бумагой и электродами использовались специальные зажимы, в которые вставлялись латунные электроды. Измерение проводилось потенциометром ЭП-1. Кажущееся удельное электрическое сопротивление вычислялось для модели по формуле [1]:

$$\rho_k = K \frac{\Delta u}{J} = \frac{\pi \cdot 0,4343}{\lg \frac{r_2 \cdot r_3}{r_1 \cdot r_4}} \cdot \frac{\Delta u}{J}$$

где Δu — разность потенциалов между электродами M и N ; J — сила тока, вводимого через электроды A и B ; $r_1 = AM$, $r_2 = AN$, $r_3 = MB$, $r_4 = NB$.

Кривая, полученная в результате моделирования, как это видно из фиг. 1. б, в целом повторяет полевую кривую и своей формой и своими значениями. Относительно большое расхождение между кривыми ρ_k/ρ полученными в поле и над моделью, отмечаемое у пикетов 25—27, по всей вероятности, является результатом неучтенной локальной неоднородности.

Таким образом, результаты моделирования позволяют интерпретировать полученный в полевых условиях график сопротивления как результат влияния помех — пересеченного рельефа и поверхностной неоднородности.

Иначе говоря, полученные при полевых работах, в данном примере аномалии являются «ложными» и не связаны с особенностями геологического строения местности.

Так как аномалии от искомых геологических объектов обычно наблюдаются на фоне различных помех, то очевидно, что моделирование с электропроводящей бумагой может оказаться полезным не только для классификации аномалий, но и при решении задачи о выделении аномалий от искомого геологического объекта на фоне помех.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 7.VII 1964.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дубов Р. И. Моделирование геоэлектрических разрезов на электропроводящей бумаге. Бюллетень научно-технической информации МГ и ОН СССР, № 3, (15), 1958.

Б. Г. МЕЛКУМЯН

СОСТОЯНИЕ ГОРНО-ЗАВОДСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В АРМЕНИИ ПОСЛЕ 1917 ГОДА ДО УСТАНОВЛЕНИЯ СОВЕТСКОЙ ВЛАСТИ (1917—1920 гг.).

До революции на территории Армении горная промышленность была представлена медными и серноколчеданными месторождениями Алавердского района и Сюника (Зангезура), соляными разработками (Кульпы, Кагызван, Ольты, Сусты и Нахичеван) и, наконец, разработками мышьяковой руды в Зырнехе Кагзванского округа Карсской области. Почти все эти предприятия бездействовали еще к приходу дашнаков к власти и продолжали бездействовать также при дашнаках, находясь в состоянии разрухи и запустения.

Для руководства горно-заводским делом был организован Горный отдел в системе Министерства сельского хозяйства и государственных имуществ. В соответствии с территориальным подразделением страны существовали два горных округа: Ереванский и Карсский. В функции окружных горных инженеров входило, между прочим, руководство разведочными и эксплуатационными работами на горных предприятиях и заводах.

Еще до организации Карсского горного округа, аппаратом Министерства продовольствия было приступлено к добыче каменной соли на Кагзванских коях. Доставка соли из Кагзвана в гор. Карс производилась на арбах местных крестьян. Отпуск соли потребителям производился по нарядам Минпрода. В Ереванском горном округе разрабатывался Нахичеванский соляной промысел, также на средства казны.

Для Армении в тот период самым тяжелым вопросом являлся вопрос о топливе. Армения не была обеспечена топливом как для бытовых нужд, так и для целей промышленности и железной дороги. Если в период существования Закавказского сейма Армения еще получала некоторое количество нефти из Азербайджана, то с момента образования дашнакской Армении, мусаватское правительство не отпускало Армении нефти, с целью создать для нее затруднительное положение. По этой причине железнодорожное движение в Армении при дашнаках, вплоть до февраля 1919 г., производилось исключительно на дровяном топливе. Дрова заготавливались в лесах, прилегающих к железнодорожным станциям Памбак и Шагали, и доставлялись на арбах до станции железной дороги по очень дорогой цене. Дрова заготавливались в ограниченном ко-

личестве и притом настолько были сырые, что не представлялось возможным поднять давление пара в паровозных котлах до требуемой нормы.

Это положение продолжалось до появления в Армении англичан, которые обещали снабжать Армению бакинской нефтью, однако, англичане сами не были заинтересованы в том, чтобы Армения вышла из затруднительного положения и нефть поступала в столь малом количестве, что далеко не обеспечивала нужды железной дороги. Англичане вскоре совершенно отказались от снабжения Армении нефтью и в стране опять создалось такое же положение с топливом, какое было до февраля.

В связи с отсутствием топлива для бытовых нужд в особо тяжелом положении находилось население Армении. Подвоз дров в Ереван и Александрополь вообще прекратился, а если бывал случайный подвоз, то дрова продавали по цене 2000 руб. за куб. сажень бонами, в то время, как в 1913 г. куб. сажень дров стоила в Ереване: садахлинские грабовые—35 руб., местные фруктовые—30 руб. и местные ивовые и топольные—20 руб. золотом¹.

В условиях острого топливного кризиса тогда поднят был вопрос о разработке Ольтинского каменноугольного месторождения, находящегося в Ольтинском округе Карсской области.

Это месторождение было известно еще до первой мировой войны², изучалось горным инженером С. И. Чарноцким³ и английским инженером Ховелем в 1910—1911 гг.⁴ и считалось вполне благонадежным месторождением. Чарноцкий определил запасы только на исследованных им участках в 36 693 194 т, а Ховель определил запасы месторождения в 208 000 000 т. Чарноцкий относил Ольтинский уголь к типу сухих, пламенных углей. Содержание золы в углях худшего сорта определялось в среднем 21,39%, а в углях лучшего сорта в среднем 9,34%. Содержание серы в углях худшего сорта составляло 2,48%, а в углях лучшего сорта—1,55%. Кокс слабо спекающийся.

Теплотворная способность ольтинского угля была определена лабораторией Петербургского университета при 110°C в 7464 калорий⁵. Во время первой мировой войны военным ведомством производилась разработка месторождения в небольшом масштабе. Добыча угля была прекращена 22/1 1917 г.⁶

Владелец месторождения А. А. Гадомский, как видно это из сообщения начальника депо гор. Карса от 6/VII 1909 г., предоставил в рас-

¹ Справочник цен Эриванского рынка 1913—1914 гг. Эривань, 1922, стр. 42.

² В. Меллер и Д. Денисов. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавк. края. Тифлис, 1917, стр. 292.

³ С. И. Чарноцкий. Геол. очерк Ольтинских каменноугольных месторождений. СПб., 1917, стр. 200 и 180.

⁴ ЦГИА Арм. ССР, ф. 195, оп. 1, д. 230, л. 13.

⁵ Там же, л. 14.

⁶ ЦГИА Груз. ССР, ф. 264, д. 5328, л. 135.

поряжение железной дороги около 1000 пудов (16,38 т) каменного угля, из которых 700 пудов (11,47 т) были испытаны на паровозе, а 300 пудов (4,91 т) на водокачке и очагах. «При пробе оказалось, что уголь этот в очагах горит превосходно, дает много жару и имеет очень мало золы. При пробе на водокачке Карса получено было превосходное парообразование, которое равнялось почти как при нефтяном отоплении»¹.

Приступив к разработке Ольтинского месторождения каменного угля, Карским горным округом были заложены четыре штольни, из них три по простиранию пластов и одна вкрест простиранию. Комиссия инженеров, в составе инж.-геолога О. Т. Карапетяна, гор. инж. Н. М. Тер-Микаеляна, гор. инж. М. П. Тер-Давидова, гор. инж. Б. Г. Мелкумяна, посетившая работы в августе 1920 г., выработала ряд мероприятий по части эксплуатации и транспортировки угля до ближайшей железнодорожной станции Карсской ветки². К сожалению, в самый разгар работ, таковые пришлось прекратить по причине военных действий.

Работы по проходке шахт производились в необычных и трудных условиях. В это время шла война дашнакского правительства с Турцией, все окрестные села и деревни были опустошены, население разбежалось, снабжение рабочих продовольствием было плохо налажено, к тому же линия фронта находилась в 3—4 км от места работ. Рабочие выходили на работы, имея при себе, вместе с горными инструментами, также ружья. В моменты тревоги рабочие бросали горные инструменты и брались за ружья.

В столь тяжелых условиях все же добыта была значительная партия угля и при содействии Карсского губернатора С. А. Корганова, предоставившего транспортные средства, уголь был переброшен в Карс, а отсюда в Сарыкамыш. Уголь был испытан на перегоне железной дороги Сарыкамыш—Караурган и еще раз показал себя, как вполне пригодный для топки паровых котлов.

Вскоре, однако, ввиду наступления турецкой армии, пришлось оставить всю Карсскую область, а вместе с ней и Ольтинские каменно-угольные шахты и Армения, таким образом, лишилась единственного и вполне благонадежного источника топлива.

Горно-технической же комиссией в составе гор. инж. М. П. Тер-Давидова, Н. М. Тер-Микаеляна, М. С. Агаяна и С. И. Камсаракана были также осмотрены 19/IX 1920 г. Кульпинские соляные копи с составлением программы по развороту работ, производившихся здесь ранее арендатором Жанполадовым, осуществить которые, однако, не пришлось по случаю перехода территории к Турции³.

Зырнехские разработки мышьяка существовали еще до первой мировой войны. Месторождение находится на землях Большой и Малый Зырнех Кагзванского округа Карсской области (ныне в Турции). Здесь

¹ Доклад об Ольтинском каменноугольном месторождении, составленный Джорджем Ховелем. ЦГИА Гр. ССР, ф. 264, д. 5803, 1911 г.

² ЦГИА Арм. ССР, ф. 199, д. 107, фонды Арм. ГУ, № 1326.

³ Там же, д. 178, л. 1.

были в действии пять рудников. Мышьяковая руда представлена серным колчеданом и реальгаром. О производительности рудников можно судить по добыче за 1913 г., составившей 81,9 т руды, а в 1914 г. было добыто руды 49,14 тонны¹. В 1915, 1916 и 1917 гг. добыча руды производилась, но сведения о добыче не были представлены. Вся добытая на месторождении руда доставлялась в гор. Кагызван, где была оборудована небольшая мельница для помола руды. Во время первой мировой войны зырнехская руда через Финляндию и Швецию поставлялась Германии, которая из нашей руды готовила удушливые газы и употребляла их против русских войск. Характерный факт, доказывающий, что для капиталистов не существует ничего святого, кроме золотой мамоны. Зырнехские рудники принадлежали русским капиталистам Марковскому Якову Адамовичу и Щуро².

В период дашнакского правления Арменией Зырнехские рудники не действовали. Начаты были подготовительные работы к восстановлению ранее действовавших рудников, но таковые были вскоре приостановлены по причине военных действий. Имевшаяся в Кагзване уже готовая продукция в количестве 600 пудов (9,83 т) и 7 мешков (5 т) молотой мышьяковой руды была конфискована 30/VI 1920 г. и вывезена в Батум, а оттуда за границу.

Тбилиси

Поступила 15 VII.1964.

¹ Отчет Кавк. Горного Управления за 1913, 1914 гг. (ЦГИА Груз. ССР, ф. 264 д. 5329).

² ЦГИА Арм. ССР, ф. 197, оп. 1, д. 54.

Բ ՈՎ Ա Ն Դ Ա Կ ՈՒ Թ Յ ՈՒ Ն

62

Ստատիզրաֆիա

- Վ. Ֆ. Պշելլինցի, Վ. Թ. Հակոբյան, Ս. Բ. Լևիի. *Անդրկովկասի վերին կավճի նշտ-
վածքների փորձաքննության ստատիզրաֆիական բաշխումը* 3

Պեոգրաֆիա

- Ռ. Խ. Ղուկասյուն, Բ. Մ. Մելիքսեթյան. *Մեղրու բարդ սլուտոնի բացարձակ հասակի
և առաջացման օրինաչափությունների մասին* 8

Մեռալուգեոսիա

- Կ. Հ. Մկրտչյան. *Հողակալային և ալիակալային հրարխանություն հետ կապված հան-
քառաջացման մի քանի առանձնահատկությունները (Փոքր Կովկասի օրի-
նակով)* 27

Ինժեներային երկրաբանություն

- Կ. Լ. Գուլակյան. *Սոդքային զանգվածի ներսում տեղի ունեցած շարժումների
ուսումնասիրության մեթոդները* 37

Գեոֆիզիկա

- Ս. Ս. Մինասյան. *Նոր տվյալներ Գեղամի հրարխային սարահարթի հյուսիսային մա-
սի ենթալավային ուղեքի ընդլայնման մասին* 49
- Գ. Վ. Դաբրիելյան. *Սեյսմոկառուցածի արդյունքները ՀՍՄԽ-ի Հոկտեմբերյանի և
Մերձերևանյան ջրջաններում* 54
- Գ. Ս. Ղազարյան. *Հայաստանում ռադիոկիսլի մեթոդի դերերկար ալիքների վարիան-
տի փորձարկման արդյունքները* 63
- Ռ. Տ. Միրիջանյուն. *Հայկական ՍՄԽ տերիտորիայի գեոթերմիկ շրջանացումը* 67

Գեոմորֆոլոգիա

- Ս. Պ. Բալյան. *Հայկական բարձրավանդակի կառուցվածքի մորֆոլոգիական անալիզը* 75
- Ռ. Վ. Մելիքսեթյան. *Աղաջնաձորի սարահարթի և նրա ղլաքարային շերտի առաջաց-
ման մասին* 95

Կլիմատոլոգիա

- Դ. Ս. Ալեքսանյան. *Մթնոլորտային տեղումների սեզոնային բաշխումը Հայկական
ՍՄԽ-ում* 101

Գիտության պատմություն

Ե. Ն. Ջերնիս. Հնագույն մետաղի հանքային հումքի աղբյուրների որոշման մի քանի մեթոդների մասին	111
Է. Ս. Մուլարյան. Զոդի ոսկու հանքավայրերի շահագործման պատմության վերաբերյալ	127

Գիտական նոթեր

Ս. Ա. Սարյան, Է. Խ. Խուրշուդյան. Հյուսիսային Հայաստանի ալրի նստվածքների մեջ պարունակող կավահողային դիաուկոնիտների մասին	138
Է. Լ. Նյուրեդյան. Բնահողերի փոքր քանակի նմուշների կիրառումը նիկելի և կոբալտի հիդրոքիմիական որոնումների մամանակ	142
Ս. Վ. Փարաջյան. Մոդելացում էլեկտրահաղորդիչի թղթով սելենի և մակերևսային առաջացումների ազդեցության ուսումնասիրության համար էլեկտրապրոֆիլացման մեթոդում	145
Բ. Դ. Մելքումյան. Լեռնա-դործարանային արդյունաբերության վիճակը Հայաստանում 1917 թ. մինչև Սովետական իշխանության հաստատումը (1917—1920 թթ.)	148

Стратиграфия

- В. Ф. Пчелинцев, В. Т. Акопян, О. Б. Алиев.* Стратиграфическое распределение брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья 3

Петрография

- Р. Х. Лукасян, Б. М. Меликсетян.* Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона 8

Металлогения

- К. А. Мкртчян.* Некоторые особенности металлогении известково-щелочного и щелочного магматизма (на примере Малого Кавказа) 27

Инженерная геология

- А. А. Гулакян.* Методы изучения смещений в глубине оползневого массива 37

Геофизика

- Р. С. Минасян.* Новые данные о характере подластового рельефа северной части Гегамского вулканического нагорья 49
- Г. В. Габриелян.* Результаты сейсмокаротажа в Октемберянском и Приереванском районах Армянской ССР 54
- Г. О. Газарян.* Результаты опробования сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в Армении 63
- Р. Т. Мирзоян.* Геотермическое районирование территории Армянской ССР 67

Геоморфология

- С. П. Бальян.* Морфологический анализ строения Армянского нагорья 75
- Р. В. Меликсетян.* Об образовании Ахавнадзорского плато и его галечного покрова 95

Климатология

- Г. А. Александриян.* Сезонное распределение атмосферных осадков в Армянской ССР 101

История науки

- Е. Н. Черных.* О некоторых методах установления рудных источников для древнейшего металла 111
- Э. М. Мадатян.* К истории разработки Зодского золоторудного месторождения 127

Научные заметки

- М. А. Сатян, Э. Х. Хуршудян.* О глиноземистом глауконите из альбских отложений Иджеванского хребта 138
- Э. А. Кюрегян.* О применении малых навесок почв при гравиметрических поисках никеля и кобальта 142
- С. В. Фараджян.* Моделирование с электропроводящей бумагой для изучения влияния рельефа и поверхностных образований в методе электропрофиллирования 145
- Б. Г. Мрякумян.* Состояние горно-заводской промышленности в Армении после 1917 года до установления Советской власти (1917—1920 гг.) 148

