ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Է. Ա. Խաչատրյան
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ա. Ս. Ֆարամազյան

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, *երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու* Գ. Պ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Հ. Գաբրիելյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Ն. Ի. Դոլուխանովա, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Բ. Կ. Կարապետյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Վ. Պ. Հասրարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս* Հ. Գ. Մաղաքյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Բ. Մ. Մելիքսեթյան, *երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու* Հ. Մ. Վանցյան, *տեխն. գիտ. դոկտոր* Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, *երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր* Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук *Э. А. Хачатурян.*
Зам. отв. редактора канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян.*

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

Ответственный секретарь *Э. С. Ростомова.*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

АЖС 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 5 том XXIV 1971

СОДЕРЖАНИЕ

К. Н. Паффенгольц. Выдающийся ученый-геолог 3
Э. Х. Харазян. К новейшей тектонике северо-западной части Армянской ССР 9
Э. М. Мадатян. Закономерности размещения эндогенного оруденения в Севано-Амасийской структурно-фациальной зоне 18
М. И. Калганов. Космическое железо, как один из возможных первоисточников для формирования железистых кварцитов 31
А. З. Алтунян. Этапы развития и возраст оруденения Шамлугского месторождения 42
Ш. О. Амирян, Г. А. Тунян. Минералого-геохимическая характеристика руд Тейского золоторудного месторождения 51
Г. О. Газарян. Об учете искажающих факторов в подземном варианте метода СДВ-радиокип 60
Л. Н. Зограбян, Ф. С. Геворкян. Морфометрический анализ морфоструктуры Кавказа 66

Научные заметки

В. Б. Барсегян. О геологическом строении Обадаринского медно-молибденового месторождения 75

Критика и дискуссии

М. Л. Лачинян. По поводу письма С. В. Казаряна 80

Научная хроника

Г. П. Багдасарян, К. Г. Ширинян. Некоторые представления о магмообразовании в свете данных симпозиума «Вулканы и их корни» 83

Рефераты

А. С. Вартанян. Русско-армянские геологические связи в XIX и начале XX веков 92

ПА-14672

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 5 Հատոր XXIV 1971

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Կ. Ն. Պաֆենհոլց. *Ականավոր գիտնական երկրաբանը* 3
Է. Խ. Խուրշուդյան. *ՀՍՍՀ հյուսիս-արեւմտյան մասի նորագույն տեկտոնիկայի մասին* . 9
Է. Ս. Սապարյան. *Հանքայնացման տարածման օրինաչափությունները Սեւան-Ամասիայի կառուցվածքային խավզոտում* 18
Մ. Ի. Կալգանով. *Տիեզերական երկաթը, որպես երկաթային քվարցիտների ձեւավորման հնարավոր սկզբնաղբյուրներից մեկը* 31
Ա. Զ. Ալթունյան. *Շամլուղի հանքավայրի հանքայնացման էտապները և հասակը* . . 42
Շ. Հ. Ամիրյան, Դ. Հ. Թունյան. *Թեյի ոսկու հանքավայրի հանքանյութերի մինեռալոգեոքիմիական բնութագիրը* 51
Դ. Հ. Ղազարյան. *Գերերկար ալիքների ռադիոկիպ մեթոդի ընդգետնյա տարբերակի կիրառման ժամանակ աղավաղող գործոնների հաշվառման մասին* . . . 60
Լ. Ն. Զոհրաբյան, Տ. Ս. Գևորգյան. *Կովկասի մորֆոստրուկտուրայի մորֆոմետրիկական վերլուծությունը* 66

Գիտական նոթեր

Վ. Բ. Բարսեղյան. *Օրագարայի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի մասին* 75

Քննադատություն և բանավեճ

Մ. Լ. Լաչինյան. *Ս. Վ. Ղազարյանի նամակի առթիվ* 80

Գիտական խրոնիկա

Դ. Գ. Բաղդասարյան, Կ. Դ. Շիրինյան. *Որոշ պատկերացումներ մագմառաջացման մասին «Հրաբուխները և նրանց արմատները» սիմպոզիումի տվյալների լույսի տակ* . 83

Ռեֆերատներ

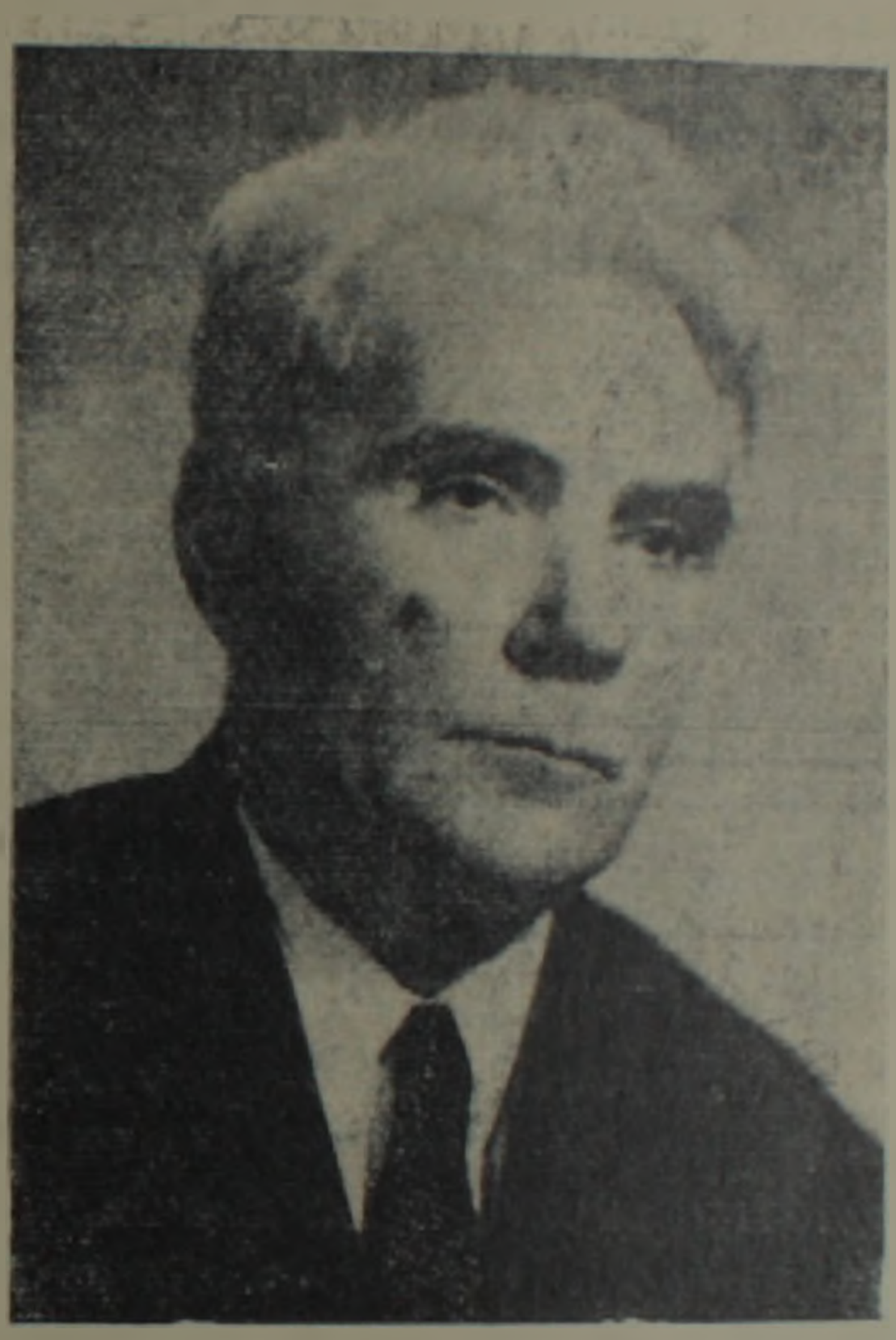
Ա. Ս. Վարդանյան. *Ռուս-հայկական երկրաբանական կապերը XIX-րդ դարում և XX-րդ դարի սկզբներին* 92

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 5, 3—8, 1971

К 60-ЛЕТИЮ

ВЫДАЮЩИЙСЯ УЧЕНЫЙ-ГЕОЛОГ

24 августа 1971 года исполнилось 60 лет со дня рождения выдающегося геолога Армении, неутомимого исследователя ее геологического строения и минеральных богатств — Сергея Седраковича Мкртчяна.



До установления Советской власти в Армении не было своих национальных кадров геологов, а в настоящее время по числу геологов на единицу территории Армения занимает первое место в Союзе. Среди них одно из ведущих мест, бесспорно, принадлежит юбиляру — автору около ста работ по самым различным вопросам геологии Армении.

С. С. Мкртчян родился в 1911 г. в гор. Ашхабаде в семье служащего (бухгалтера). С 1919 по 1928 гг. учился в Ашхабадской средней школе, по окончании которой поступил на горный факультет Азербайджанского политехнического института (переименованного позже в Нефтяной). Окончил институт в 1932 г. со званием горного инженера по геологоразведочной специальности и был направлен на работу в Закавказский геологический трест. С 1932 по 1947 гг. работал в Армянском геологическом управлении вначале (1932—1942 гг.) руководителем геологоразведоч-

ных партий, а с 1943 г. по август 1947 г. — главным инженером и заместителем начальника Управления.

В 1946 г. защитил в Московском геологоразведочном Институте диссертацию на ученую степень кандидата геолого-минералогических наук. В 1947 г. был переведен на работу в Институт геологических наук Академии наук Армянской ССР заведующим сектором полезных ископаемых, а в 1950 г. назначен директором Института. В 1953 г. в Ленинграде во ВСЕГЕИ защитил диссертацию на степень доктора геолого-минералогических наук. В 1954 году был утверждён Высшей аттестационной комиссией в степени доктора и в звании профессора. В 1956 г. был избран академиком Академии наук Армянской ССР. В 1961 г. на него были возложены обязанности академика-секретаря Академии наук Армянской ССР, а в марте 1963 г. он был избран на эту должность общим собранием Академии и вновь переизбран на эту же должность в марте 1966 г. В начале 1967 г. был избран вице-президентом Академии наук Армянской ССР.

Наряду с основной работой с 1932 по 1935 гг. преподавал в геологоразведочном и горном техникумах, а с 1935 г. по настоящее время читает лекции по исторической геологии в Ереванском государственном университете.

С. С. Мкртчян, благодаря хорошей теоретической подготовке, вдумчивому, всегда исключительно добросовестному отношению к труду и прекрасным способностям, быстро вырос в одного из лучших, ведущих геологов Армении. Основой геологии является, как известно, геологическая съемка; в ней С. С. Мкртчян показал себя превосходным исследователем, прекрасно разбирающимся во всех сложных вопросах геологии. Поэтому С. С. Мкртчян стал ученым широкого диапазона с обширным научным кругозором. С. С. Мкртчян известен своими трудами по стратиграфии, исторической геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, металлогении и рудным месторождениям Армянской ССР, которые сыграли важную роль в понимании геологического развития Малого Кавказа и складчатых зон юга СССР. Он производил чисто съемочные, геолого-поисковые и разведочные исследования в различных районах Армении, которые дали ему материал для широких обобщающих выводов и выявления закономерностей рудообразования.

Лучшей характеристикой его научных исследований является открытие им в 1939 г. в Зангезуре — районе, уже считавшемся закартированным, нижнего и среднего палеозоя на месте верхнего мела.

Работая в Зангезуре, С. С. Мкртчян сразу обратил внимание на необычный характер метаморфизма некоторых толщ и их тектоническое положение, напомнившие ему палеозойские отложения более западных частей Армении и Нахичеванской АССР. Тщательные поиски фауны увенчались успехом и в результате своих работ С. С. Мкртчян дает для указанного района новую, отличающуюся от старой, и фаунистически обос-

нованную схему стратиграфии и тектоники, являющуюся основой для выяснения его металлогении.

Эта научная база позволила С. С. Мкртчяну правильно подойти к оценке и разведке Каджаранского медно-молибденового месторождения, промышленные запасы которого явились минерально-сырьевой базой Армянской ССР. Под его руководством изучена структура рудного поля, им выделены обогащенные зоны, проведена разведка, установлен масштаб оруденения, утверждены запасы и передано в эксплуатацию месторождение медно-молибденовых руд в Зангезуре, за что С. С. Мкртчян вместе с коллективом геологов в 1950 г. был удостоен Государственной премии.

В своей крупной работе—монографии по геологии и полезным ископаемым Зангезура, С. С. Мкртчян проявил себя как крупный ученый, широко эрудированный геолог, умело вскрывающий закономерности образования и распределения полезных ископаемых в связи со структурой, магматизмом и геологической историей развития области. Этот труд является настольным руководством для геологов, занимающихся рудными месторождениями Зангезура. Проведенное С. С. Мкртчяном сопоставление месторождений Зангезура с другими мировыми месторождениями этого типа показывает его большую эрудицию в области рудных месторождений.

Обширные, весьма плодотворные исследования проведены под руководством С. С. Мкртчяна в последние годы в Алавердском рудном районе.

Работы С. С. Мкртчяна охватывают, как указывалось, широкий круг вопросов и во всех основных областях геологии Армении ему принадлежат крупные и оригинальные исследования.

Плодотворная научно-теоретическая деятельность С. С. Мкртчяна в области геологии республики выразилась в расшифровке ряда дискуссионных теоретических вопросов по стратиграфии и тектонике Армении, а в области практической — в организации правильного направления разведочных работ, в результате которых были открыты новые месторождения.

Много нового внесли работы С. С. Мкртчяна в представление о сложной структуре Зангезурской рудоносной области; им впервые установлена решающая роль Гиратахского разлома в разграничении двух областей Зангезура — Западной (Мегри—Сисианской) и Восточной (Кафанской) и показаны отличия этих областей в отношении геологической истории развития, строения, магматизма и металлогении.

В области петрографии им изучен крупный Мегринский интрузив и одновременно с Ю. А. Араповым открыты щелочные и нефелиновые сиениты.

Проводимые под руководством и при личном участии С. С. Мкртчяна геологические исследования позволили обосновать и выявить наличие в недрах республики богатых природных ресурсов. Живая и непосред-

ственная творческая связь С. С. Мкртчяна с производственными организациями привела к открытию месторождений полезных ископаемых, способствующему развитию народного хозяйства республики.

Научные труды С. С. Мкртчяна по изучению геологии Малого Кавказа представляют значительный интерес и пользуются особой известностью у геологов, занятых разработкой проблем геологии этой геологической провинции.

Основная характеристика геологического мышления С. С. Мкртчяна выражается в умении обобщать научные геологические положения, свободные от произвольных выводов, нередко сопровождающих геологические исследования, и в стремлении опираться лишь на правильную интерпретацию фактических материалов. Эти качества особенно наглядно проявились при редактировании многотомника «Геология Армянской ССР», главным редактором которого является С. С. Мкртчян.

Велики заслуги С. С. Мкртчяна также и в подготовке национальных геологических кадров. В прошлом, как указывалось, в Армении не было своих геологических кадров. В настоящее время в геологических организациях Республики работают свыше тысячи специалистов с высшим образованием и большой коллектив научных работников. В их подготовке большая роль принадлежит и С. С. Мкртчяну, который свою большую научно-исследовательскую работу успешно сочетает с плодотворной педагогической деятельностью в качестве профессора Ереванского государственного университета. Наряду с этим он принимает активное участие в производственной работе местных геологоразведочных и горно-промышленных организаций, оказывая им необходимую научную помощь в виде соответствующих консультаций, экспертных заключений и др. Скромный, чуждый саморекламы, С. С. Мкртчян всегда охотно делится своими знаниями и наблюдениями как со старшими, так и с начинающими геологами. Одновременно он ведет большую научно-организационную работу, являясь директором Института геологических наук Академии наук Армянской ССР.

Советское правительство высоко оценило заслуги С. С. Мкртчяна в области геологических исследований, выявления минерально-сырьевых ресурсов — базы развития народного хозяйства и в деле подготовки геологических кадров, наградив его орденами: «Трудового Красного Знамени», «Красная Звезда», «Знак почета», медалями, Почетной грамотой Верховного Совета Армянской ССР, присуждением звания заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР.

С. С. Мкртчян ведет большую партийную и общественную работу. Его хорошая работа неоднократно отмечалась поощрениями Президиума АН Армянской ССР и других вышестоящих организаций.

С. С. Мкртчян несколько раз выезжал в научные командировки за границу, где принимал активное участие в работе ряда важных международных научных мероприятий. В 1964 г. в Индии, а в 1968 г. в Чехословакии участвовал в работах XXII и XXIII сессий Международного геологического конгресса; в 1969 г. был участником IX конгресса Карпато-

Балканской геологической ассоциации в Венгрии, а в 1970 г. — Международной конференции по истории геологии во Фрейберге (ГДР).

Жизнь и деятельность С. С. Мкртчяна являются ярким примером честного служения народу, делу строительства коммунизма в нашей великой стране.

Советское правительство, высоко оценив заслуги Сергея Седраковича в области развития геологических наук, наградило его орденом Ленина.

В день славного шестидесятилетия мы приветствуем в лице Сергея Седраковича Мкртчяна крупного представителя советской геологической науки, скромного, отзывчивого человека и желаем ему здоровья и энергии для осуществления новых больших задач, стоящих перед геологической наукой.

СПИСОК ТРУДОВ С. С. МКРТЧЯНА

1. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Известия АН Арм ССР, серия естественные науки, № 5, 1948

2. Медно-молибденовые месторождения Зангезура. Труды Управления геологии, 1944

3. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Известия АН Арм. ССР, серия естественные науки, № 1, 1944

4. Новые данные по стратиграфии рудного Зангезура. Известия АН Арм. ССР, серия естественные науки, № 4, 1944.

5. Геологическое строение и металлогения южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1948.

6. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 3, 1957.

7. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа (соавтор И. Г. Магакьян). Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957. Доложено на XX сессии Международного геологического конгресса в Мексике.

8. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1958.

9. Минерально-сырьевая база развития промышленности Армении. Промышленность Армении, № 6, 1958

10. Калерское месторождение молибденита. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.

11. Основные черты металлогении Армении. Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Изд. АН Казахской ССР, Алма-Ата, 1959

12. Минерально-сырьевые ресурсы Армянской ССР и пути их дальнейшего расширения. Тр. Кавк. научно-техн. о-ва, 1957

13. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. «Геология рудных месторождений», № 4, 1960.

14. Медно-молибденовая формация Армении. В кн.: «Прикладная геология». Мат. Международного геологического конгресса, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Гостеолтехиздат, 1960.

15. Карта полезных ископаемых с пояснительной запиской к ней. Атлас Армянской ССР. АН Армянской ССР, Главное Управление геодезии и картографии МГ и ОН СССР, Ереван—Москва, 1961.

16. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР (соавторы И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян). В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, «Наука», 1962.

17. Молибден. Геология Армянской ССР. Полезные ископаемые, т. VI (соавторы И. Г. Магакьян, С. А. Мовсесян и К. А. Карамян). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1967.

18. Медь. Геология Армянской ССР. Полезные ископаемые, т. VI (соавторы С. С. Ванюшин, Б. С. Вардапетян и С. А. Мовсесян). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1967.

19. Тектонические структуры рудоносных районов и рудных полей месторождений. Геология Армянской ССР. Тектоника, т. IV, 1964. Подготовлена к печати.

20. Алавердский рудный район (геология и рудоносность). (Соавторы К. Н. Паффенгольц и Э. А. Хачатурян). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1968.

21. Каджаранское медно-молибденовое месторождение (соавторы К. А. Карамян и Г. А. Аревшатян). Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1969.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 9–17, 1971

УДК 551.24

Э. Х. ХАРАЗЯН

К НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

В создании многих крупных форм современного рельефа исследованного района значительную роль играли новейшие тектонические движения. Этими движениями обусловлены его высокая сейсмичность и интенсивное развитие в нем наземного вулканизма.

Как известно, важнейшими критериями для установления характера и темпов новейших движений являются изучение деформаций древних поверхностей выравнивания, речных террас, поверхностей вулканогенных и осадочных толщ, а также изучение системы современной речной сети и др.

Выбирая ту или иную методику для составления неотектонических карт, нужно обязательно учитывать общее геологическое строение и тектоническую обстановку данного района. Так, например, карты, составленные с помощью изобаз современной речной сети, пригодны только для районов распространения осадочных пород. Для вулканических же районов они не годятся, так как обычные вулканически-аккумулятивные возвышенности (вулканические конусы, хребты и др.) на них могут приниматься за тектонические поднятия, а эрозионные углубления — за впадины.

Наиболее главным показателем неотектоники изученной территории, как и всей Ахалкалакской вулканической области, являются данные об абсолютных отметках поверхности покровов верхнеплиоценовых долеритовых базальтов в зонах поднятий и опусканий. Как известно, эти лавы имеют трещинное происхождение [10]. В силу своей «сверхтекучести» огромные массы долеритовых базальтов широким фронтом простирались во все стороны от своих центров и, полностью заливая неровности окружающего пространства, нивелировали его. Таким образом, на площади более чем 2000 км² образовалась послеверхнеплиоценовая ровная поверхность, имеющая лишь незначительные уклоны (1,5—2,5°) в стороны течений лав. По деформациям этой поверхности и можно судить о характере и амплитуде новейших (постдолеритовых или верхнеплиоцен-четвертичных) движений.

Другими важными факторами для этой цели являются данные о расположении центров новейшей вулканической активности, а также данные о сейсмичности и аномалий гравитационного поля.

Существует несколько схем неотектонического районирования Малого Кавказа.

По А. А. Габриеляну [2], исследованный район входит в северо-западные окончания неовулканической зоны Антикавказа и Севано-Акеринской зоны дифференциальных поднятий и опусканий, а по Е. Е. Милановскому [5, 6]—в южную часть Ахалкалакской вулканической зоны и северо-западную часть Севанской зоны впадин и поднятий. К. А. Мкртчяном [7] северная часть района (Джавахетский и Егнахахский хребты) включается в зону северного склона Малого Кавказа, а остальная южная часть — в неотектоническую зону центральной полосы Малого Кавказа.

Всеми этими исследователями подчеркивается тесная связь северо-западного новейшего вулканического района Армянской ССР как с субширотными—общекавказскими, так и с субмеридиональными—транскавказскими структурами. Причем, наиболее главными структурами собственно вулканических участков, по их мнению, являются щитовидные брахискладки—зоны поднятий Джавахетского, Абул-Самсарского и Егнахахского хребтов транскавказского простирания.

Вышеназванную точку зрения разделяют также Е. М. Великовская [1], П. Д. Гамкрелидзе [3], Л. И. Маруашвили [4] и некоторые другие исследователи. Однако совершенно другой точки зрения придерживается Н. И. Схиртладзе [9], считающий все названные хребты лишь эрозионными останцами горизонтально лежащей годердзской вулканогенной свиты, покрытыми плащем более молодых верхнеплиоцен-четвертичных лав.

Новейшая структура Ахалкалакского нагорья представляет собой растущее геоантиклинальное поднятие, расположенное на месте пересечения Сомхето-Карабахского антиклинория и Транскавказского поперечного поднятия. При заложении основных структурных форм плиоцен-четвертичных наземно-вулканических образований, мощным чехлом покрывающих высокоподнятый фундамент палеозойских, мезозойских и палеогеновых пород, были унаследованы элементы обеих вышеназванных зон. От Транскавказского поднятия было унаследовано общее близмеридиональное простирание геоантиклинального поднятия, сводовая часть которого, по-видимому, располагается в районе Абул-Самсарского хребта. Крылья геоантиклинали падают на запад и на восток. Во время последних, наиболее интенсивных воздымательных движений, в начале верхнеплиоцен-антропогеновой подстадии, в результате сильного растяжения в сводовых частях и наиболее крутых крыльях геоантиклинального поднятия жесткий фундамент раскололся и образовались крупные сквозные тектонические трещины. Последние, имея большую глубину и хорошую проницаемость, сразу же превратились в каналы извержений глубинных магматических масс. В результате, на линиях трещин возникли большие накопления изверженных продуктов, образовавшие впоследствии типичные вулканические Джавахетский, Абул-Самсарский и Егнахахский хребты. По данным М. М. Рубинштейна [8], с первыми двумя разломами связаны эпицентры ахалкалакских землетрясений. На севере эти разломы уходят в Аджаро-Триалетскую складчатую систему. Юж-

ное продолжение Джавахетского разлома проходит по линии Голгат—Арагац—Арарат [2, 6].

Большинство предыдущих исследователей, утверждавшие о преимущественно тектоническом характере структур названных горных цепей, заранее принимали вулканогенно-осадочное происхождение слагающих их продуктов. Из такого представления и исходили всякие попытки объяснить их образование в прогибах и дальнейшее поднятие в валообразные брахискладки или щиты.

Многочисленными данными Н. И. Схиртладзе [9] и нашими исследованиями установлено, что Джавахетский, Абул-Самсарский и Егнахахский хребты исключительно сложены лавами и эксплозивной пирокластикой. Осадочный материал встречен лишь далеко от хребтов, на поверхности окружающих хребты лавовых плато, где они отлагались в небольших временных водоемах запрудного происхождения.

Об отсутствии какой-либо антиклинальной складки в структуре Джавахетского хребта можно судить по характеру деформаций поверхности покровов долеритовых базальтов. На всем пространстве Гукасянского плато абсолютные отметки долеритовой поверхности строго выдерживаются в пределах 2000—2050 м в котловинах и 2100—2150 м —в горстообразных выступах. В Лорийском плато эти высоты составляют, соответственно, 1600 м и 1850—1900 м. Указанная разница высот наблюдается также между другими лавовыми полями восточного и западного подножий Джавахетского хребта (Ахалкалакское, Цалкинское, Башкичетское и др.). Как увидим дальше, это обусловлено дальнейшими вертикальными блоковыми движениями крыльев Джавахетского разлома.

Исходя из принципа антиклинального строения массива Джавахетского хребта, с высотой складки более 500 м (разница амплитуд новейшего воздымания района хребта и окружающих лавовых плато по Е. Е. Милановскому [5] и А. А. Габриеляну [2]), в его пределах поверхность долеритовых базальтов должна была обнажаться где-то на абсолютных высотах до 2500—2600 м. В действительности же она нигде не обнажена даже в наиболее глубоких ущельях, прорезывающих склоны хребта. В районе Карахачского перевального плато (южная часть предполагаемой складки), на абсолютной высоте 2250—2300 м, все обнаженные породы представлены двупироксеновыми андезито-базальтами (залегающими на долеритовых базальтах), видимая мощность последних в сторону Гукасянского плато превышает 100 м, а в сторону Лори—300 м. Дно ущелья р. Чахкал, прорезывающей западные склоны хребта, на абсолютных отметках 2500 м, на расстоянии всего около 2 км от свода антиклинали, проложено в двупироксеновых андезитах. Последние залегают на долеритовых базальтах лишь после андезито-базальтовых разностей. Высчитывая среднюю мощность двупироксеновых лав, еще не вскрытых рекой — около 300 м, абсолютные отметки поверхности долеритовых базальтов в этом районе будут находиться на высоте 2200 — 2250 м, что почти не отличается от ее высоты в Гукасянском плато. Можно привести много таких

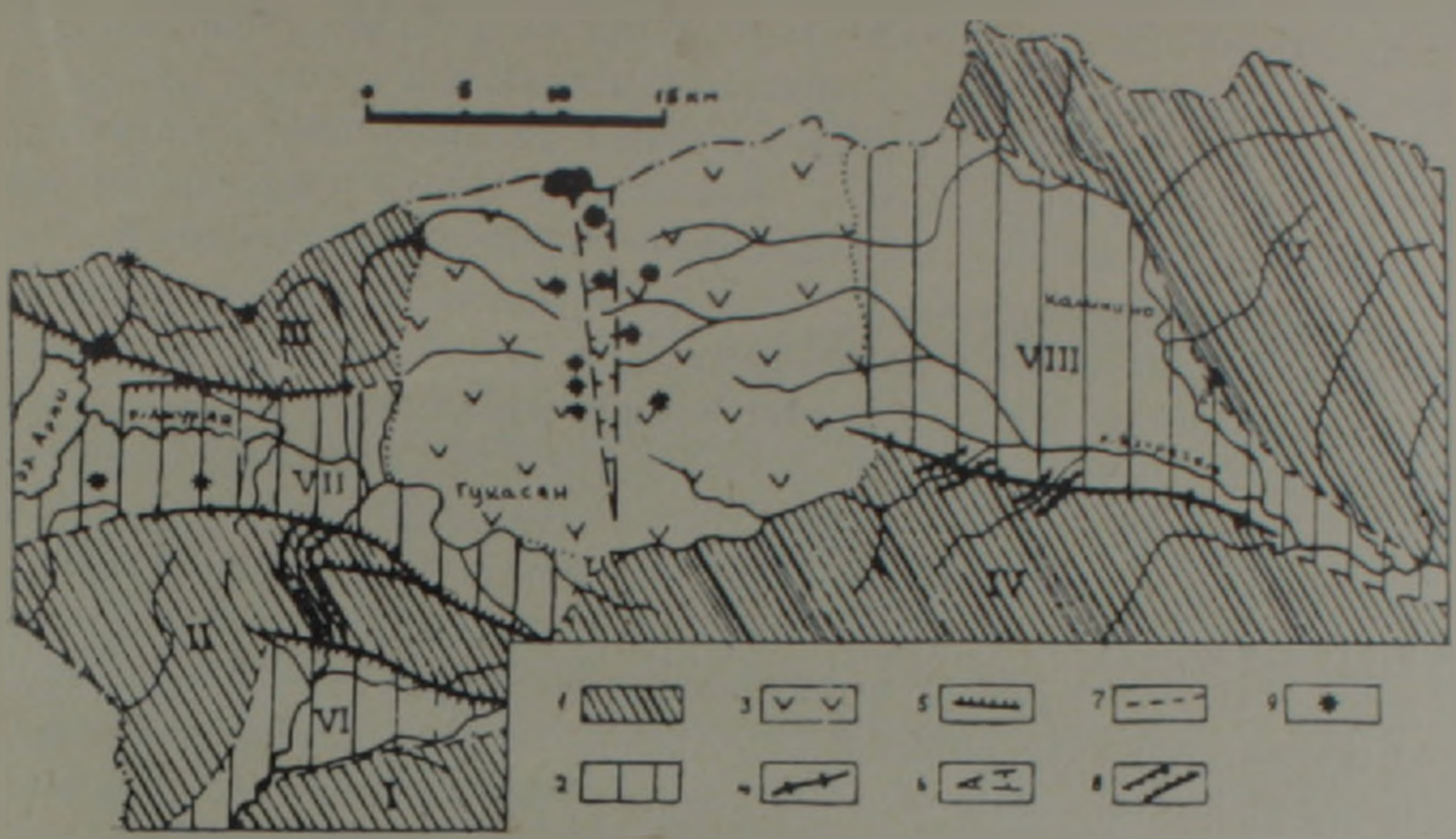
примеров, доказывающих необоснованность выделения антиклинального овода в структуре современного Джавахетского хребта. Хребет представляет собой всего лишь вулканически-аккумулятивную возвышенность, возникшую на линии глубинного Джавахетского разлома. Такое мнение для Абул-Самсарского хребта ранее было высказано Н. И. Схиртладзе [9].

Одной из важнейших особенностей изученной территории является ее мозаично-блоковое строение, отмеченное многочисленными разломами и флексурами, которые расчленяют ее на ряд зон относительных поднятий и опусканий. Выделяются блоки двух порядков: а) крупные блоки или блоки первого порядка, разделенные глубинным разломом и приуроченные к Транскавказскому поднятию и б) блоки второго порядка, развивающиеся внутри крупных блоков. Последние разделяются друг от друга поверхностными разрывными нарушениями и имеют преключительно субширотную ориентировку, унаследованную от Сомхето-Карабахской зоны.

К блокам первого порядка относятся Западноджавахетский и Восточноджавахетский участки геоантиклинального поднятия, которые расположены по обеим сторонам главного Джавахетского разлома. В начале своего образования Джавахетский разлом представлял собой приоткрытую сквозную трещину, через которую устремилась наверх магма долеритовых базальтов. После излияния нижних долеритовых базальтов [10, 11], равномерно растекавшихся через оба края трещины, по ее близвертикальной плоскости произошли некоторые подвижки. В результате восточный блок по всей своей длине (от Лори до района Цалки) опускался. Амплитуда относительного опускания блока за весь верхнеплиоцен-четвертичный период составляет около 300—350 м, что определяется разницей абсолютных высот поверхностей долеритовых лавовых плато на разных блоках. Из указанного около 50—60 м приходится на промежуток времени, в течение которого образовались верхние долеритовые базальты. Тогда как число и общая мощность потоков нижних долеритовых базальтов в обоих блоках одинаковые (20—21 потоков, общей мощностью 100—200 м), указанные величины верхних долеритовых базальтов на восточном блоке сильно преобладают: 10—11 потоков, общей мощностью 60—70 м против 3—4 потоков мощностью, не превышающей 12—15 м.

Блоки второго разряда представлены рядом параллельных широтно-вытянутых горстовых поднятий и грабенов, многократно чередующихся друг за другом. Эти структуры отличаются небольшими размерами, чаще всего не превышающими 10—15 км. Все они очень хорошо выделяются на поверхности, образуя своеобразный ступенчатый рельеф лавовых плато. Границы между отдельными структурами четкие и выражены разрывами, флексурными уступами или же надразломными асимметричными антиклинальными складками. На западном блоке с юга на север выделяются: а) горстовое поднятие Ширакского хребта, б) Амасийская котловина, в) горстовое поднятие г. Сеп и Амасийского хребта, г)

Верхнеахурянская котловина и д) Ерицлер-Езнасарское горстовое поднятие.



Фиг 1 Схема неотектонического строения северо-западной части Армянской ССР. 1 Участки новейших относительных поднятий (горсты): I—Ширакский, II—Амасийско-Сепский, III—Ерицлер-Езнасарский, IV—Базумский, V—Лалвар-Леджанский. 2. Участки новейших относительных опусканий (грабены) VI—Амасийский, VII—Верхнеахурянский, VIII—Лорийский. 3. Вулканически-аккумулятивное сооружение Джавахетского хребта. 4. Оси новейших надразломных асимметричных антиклинальных складок. 5 Новейшие разрывные нарушения, местами переходящие во флексурные изгибы. 6 Зона предполагаемого новейшего глубокого тектонического раскола, погребенная под Джавахетским хребтом. 7. Условные границы неотектонических структур; 8. Антецедентные ущелья 9 Вулканические центры

Горстовое поднятие Ширакского хребта сложено верхнемеловыми и эоценовыми породами. Новейшая структура поднятия унаследована от древней постверхнеэоценовой антиклинали. Северная и южная границы с соседними Амасийской и Ширакской котловинами выражены разрывами, с которыми некоторые исследователи [12] связывают извержения ереванo-ленинаканских туфов Ленинаканской и Амасийской равнин.

Амасийская котловина выполнена верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, несогласно залегающими на мощные лагунно-континентальные отложения олигоцена-нижнего миоцена. Последний факт указывает на унаследованный характер движений в котловине. В доверхнеплиоценовое время (до излияния долеритовых базальтов), через котловину с востока на запад простиралась широкая долина р. Палео-Ахурян. С севера Амасийская котловина очень четко ограничена флексурным уступом долеритовых базальтов, протягивающимся от района с. Цогамарг до с. Дашкерпи, на расстоянии 10—11 км. Флексура наложена на зону древнего разрывного нарушения, омоложенного в постплиоце-

новое время. По названному уступу Амасийская котловина опускалась на 70—80 м. В крайне западных и восточных частях флексуры целостность лав сильно нарушена, вплоть до образования разрывов. В остальных местах лавы моноклинально наклонены в сторону котловины под углами 20—50°. На юго-западе Амасийская котловина, расширяясь и углубляясь, сливается с более обширной Ширакской котловиной. Здесь лавы погружаются под четвертичные озерно-аллювиальные отложения.

Горстовое поднятие г. Сеп и Амасийского хребта представляет собой западное периклинальное окончание крупного Базумского поднятия. Сложено меловыми и палеогеновыми породами. С двух сторон поднятие резко ограничивается флексурными уступами долеритовых базальтов: с юга—упомянутый северо-амасийский уступ, а с севера—вартахпюрский уступ, средней высотой 50—60 м и наклоном на север под углами 30—35°. Северный лавовый уступ к западу раздваивается: левая—южная ветвь, сохраняя свои основные параметры (амплитуды смещений и углы наклона лав), продолжается в широтном направлении еще на 3 км, после чего в районе пересечения с р. Ахурян постепенно затухает. Правая—северная ветвь продолжается далеко на запад—северо-запад (около 12 км). Здесь первоначальные формы уступа сильно изменяются, уступ как таковой фактически перестает существовать и на его месте наблюдается лишь слабое моноклинальное падение долеритовых базальтов и других покрывающих их лав в сторону Верхнеахурянской котловины. Наибольшие углы падения здесь не превышают 16—18°. В районе вулкана Вооксар залегающие на долеритовых базальтах кварцсодержащие андезитовые покровы наклонены в сторону своего же центра извержения, находящегося уже в пределах Верхнеахурянской котловины. На линии северного уступа, между сс. Красар и Вартахпюр, действуют несколько минеральных источников.

Верхнеахурянская котловина является наиболее крупным структурным элементом Западноджавахетского блока. Она имеет характер плоской брахисинклинали, вытянутой в широтном, а на востоке—в юго-восточном направлениях. Заполнена котловина верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами и четвертичными озерно-аллювиальными и пролювиально-флювиогляциальными отложениями. Котловина имеет наложенный характер: в доверхнеплиоценовое время, как и ныне, она представляла собой широкую, плоскую долину р. Палео-Ахурян, которая продолжалась до района с. Вартахпюр. Отсюда через Вартахпюрский порог долина заворачивала в сторону Амасийской котловины. Северная граница Верхнеахурянской котловины также выражена флексурным уступом, который протягивается от района с. Казанчи до северных берегов оз. Арпилич, на расстоянии более чем 15 км (о южной границе котловины было сказано выше). Вдоль уступа долеритовые базальты и другие залегающие на них лавы и озерно-аллювиальные отложения под углами 40—50° наклонены на юг. Наибольшие амплитуды наблюдаются в окрестностях сс. Геллу и Ениель — около 250 м. Здесь флексура переходит в небольшие кулисообразно расположенные разрывы: огромные (до 25—30

м) куски, оторвавшиеся от некогда горизонтально лежащего потока долеритового базальта, ныне стоят вертикально. Такое залегание имеют и пласты отложенных на них более поздних озерно-аллювиальных осадков. В некоторых участках по ослабленным зонам ядра уступа в четвертичное время внедрялись отдельные небольшие экструзивы гиалодацитов.

В пределах Верхнеахурянской котловины выделяются владима верхнего течения р. Ахурян, арпилинская и вартахпюрская впадины, разделенные шурабадским и гукасян-кармираванским лавовыми перемычками. Режим неотектонических движений в этих впадинах одинаковый, отделяющие их перемычки имеют вулканически-аккумулятивное происхождение.

Ерицлер-Езнисарское горстовое поднятие лишь наполовину находится на нашей территории (северная его часть находится в Грузинской ССР). Поднятие сложено верхнемеловыми и палеогеновыми (?) породами, бронированными покровами долеритовых базальтов и кварцсодержащих андезитов вулканов Ерицлер и Езнасар. Амплитуда новейших воздыманий по отношению к соседним Верхнеахурянской (с юга) и Богдановка-Ханчальской (с севера) котловинам составляет 150—250 м, причем наибольшие значения наблюдаются в южных его частях. На восточном краю поднятия, где покровы кварцсодержащих лав Езнасара круто заканчиваются, его щитовидное сооружение переходит в Сарагюхскую наклонную равнину. В эту сторону постепенно уменьшаются также амплитуды вертикальных движений.

В Восточноджавахетском блоке выделяются лишь две структурные единицы второго порядка—Лорийская котловина и Базумское поднятие.

Лорийская котловина принадлежит к той же полосе, что и Верхнеахурянская. К востоку от гор. Степанавана она имеет характер неглубокой и узкой депрессии, к которой приурочена древняя долина р. Палеодзорагет, полностью выполненная покровами долеритовых базальтов. К западу от Степанавана депрессия расширяется до 20—25 км, приобретая запад—северо-западное простирание. Здесь она вложена в средне-верхнеэоценовые вулканогенно-осадочные породы Калининского синклинория и наряду с теми же долеритовыми базальтами бронирована также другими более молодыми лавами и покрыта плащем пролювиально-флювиогляциальных отложений. На западе котловина замыкается Джавахетским хребтом, а на севере и северо-западе — эоценовыми образованиями западных подножий Сомхетского хребта. Неясно, имеется ли в последнем месте спокойное погружение эоценовых толщ под лавовую броню, или же по этой границе проходит тектоническое нарушение, прикрытое затем лавами? Однако несомненно, что в образовании Лорийской котловины велика роль новейшей тектоники.

На южном борту Лорийской котловины, западнее гор. Степанавана, края долеритовых базальтовых покровов собраны в резко асимметричную антиклинальную складку. Простирается эта складка в широтном направлении по линии сс. Арманис—Куйбышево—Катнахпюр—пос. Лор-

племсовхоза—восточные края Карахачского перевального плато. Протяженность складки около 20 км, ширина — 1—2 км. Крутое — северо-северо-западное крыло, под углом до 55°, обращено в сторону котловины, а другое более пологое (до 15°) крыло—к Базумскому поднятию. Последнее иногда имеет близгоризонтальное залегание. Высота складки в западном направлении постепенно увеличивается, достигая в районе пос. Лорплемсовхоза 270 м. Целостность лавовых покровов почти нигде не нарушается, исключение составляет лишь небольшой (длиной 300—400 м и амплитудой до 10 м) сброс, фиксированный нами на южном пологом крыле складки, в районе колхозного сада с. Куйбышево.

Описанная асимметричная антиклинальная складка южного обрамления Лорийской котловины образовалась на линии северного из парных Базумских разломов, по плоскости которого в постверхнеплиоценовое время снова возобновлялись вертикальные дифференциальные движения: Базумская антиклиналь горстообразно поднималась, а Лорийская котловина осталась опущенной. В это же время произошло антецедентное врезывание верховья р. Дзорагет и его крупных правых притоков рр. Мец-ару и Чкнаг в тело складки.

Базумское поднятие. В исследованной территории находится лишь центральный участок наиболее приподнятой (амплитуда плиоцен-четвертичных движений составляет 1750 м [5]) северной части крупного Базумско-Халабского поднятия, наследующий одноименный антиклинорий. Ядро поднятия, сложенное меловыми породами, выступает на северном склоне Базумского хребта. Восточное продолжение поднятия, расположенное между Пушкинским перевалом и поперечным ущельем р. Памбак, целиком сложено палеогеновыми породами.

Наибольшая амплитуда постверхнеплиоценовых воздыманий Базумского поднятия в отношении Лорийской котловины, по нашим данным, не превышает 500 м.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5. VI 1970

Է. Խ. ԽԱՐԱԶՅԱՆ

ՀՈՍՔ ՀՅՈՒՍԻՍ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՆՈՐԱՑՈՒՅՑ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Մանրամասն ուսումնասիրվել է նշված շրջանի նորագույն (հետվերին-պլիոցենյան) շարժումները և նրա կառուցվածքի առանձնահատկությունները։ Մասնավորապես պարզվել է, որ նախկինում տեկտոնական ծալք համարվող Ջավախքի լեռնաշղթան իրականում իրենից ներկայացնում է միայն հրաբխային նյութերի կուտակումից գոյացած լեռնաշղթա։ Վերջինս առաջացել է միջօրեականի ուղղությամբ ձգված Ջավախքի նորագույն խորքային խախտման գծի վրա։

Պարզվել է, որ ուսումնասիրված շրջանն ունի մոզաիկ-բլոկորային կառուցվածք։ Տարբերվում են երկու կարգի բլոկներ.

ա) խոշոր բլոկներ, որոնք իրարից բաժանված են նշված խորքային խախտումով և

բ) ավելի փոքր բլոկներ, որոնք զարգանում են առաջինների ներսում։ Խոշոր բլոկներն իրենց կառուցվածքային էլեմենտներով ենթարկվում են Տրանսկովկասյան բնղայնակի բարձրացման գոտուն, իսկ փոքրները՝ լայնակի ուղղությամբ տարածված Սոմխիթա-Ղարաբաղի անտիկլինորիումին։

Նորագույն շրջանում տեղի են ունեցել միայն նշված բլոկների միմյանց նկատմամբ տարբեր ուղղությունների ուղղաձիգ շարժումներ։

ЛИТЕРАТУРА

1 *Великовская Е. М.* К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья Сб «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». МОИП, 1953

2 *Габриелян А. А.* Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4—5, 1963

3 *Гамкрелидзе П. Д.* Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. ПИ им. Кирова, № 32, 1954.

4 *Марцишвили Л. И.* Морфология и история развития новейших вулканических сооружений южной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, XVII, № 4, 1956

5 *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. 1, Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, 1962.

6 *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.

7. *Мкртчян К. А.* К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений в северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 2, 1959.

8 *Рубинштейн М. М.* Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. совещ. по тект. альп. геос. обл. юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.

9. *Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958

10. *Харазян Э. Х.* Стратиграфическое положение долеритовых базальтов Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1966.

11. *Харазян Э. Х.* Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.

12. *Ширинян К. Г.* Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР. 1961.

ՊԱ-14672

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 18—30, 1971

УДК 553.

Э. М. МАДАТЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СЕВАНО-АМАСИЙСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ

1. Геологическая позиция

На территории Армянской ССР Севано-Амасийская структурно-фациальная зона протягивается в северо-западном направлении от с. Варденис через оз. Севан и районы городов Дилижан, Кировакан до с. Гукасян. Протяженность этой части зоны равна 220 км при ширине 30—35 км.

Описываемая зона расположена между двумя крупными структурами Малого Кавказа: Сомхето-Гянджинской (Сомхето-Карабахской) и Армянской складчатой зонами.

Заложение этого геосинклинального прогиба, по данным одних исследователей, начинается с верхнего мела [3, 4 и др.], а по данным других [2] относится к палеозою.

Зона эта довольно резко отличается от соседних зон различием фаций и мощностей, структурой, широким проявлением глубинных разломов, особенностями интрузивной деятельности и характером рудной минерализации.

В геологическом строении зоны принимают участие: осадочно-вулканогенные породы мела, вулканогенные образования эоцена, осадочные отложения олигоцена, лавы миоплиоцена, озерные и речные аллювиально-глинистые образования четвертичного возраста.

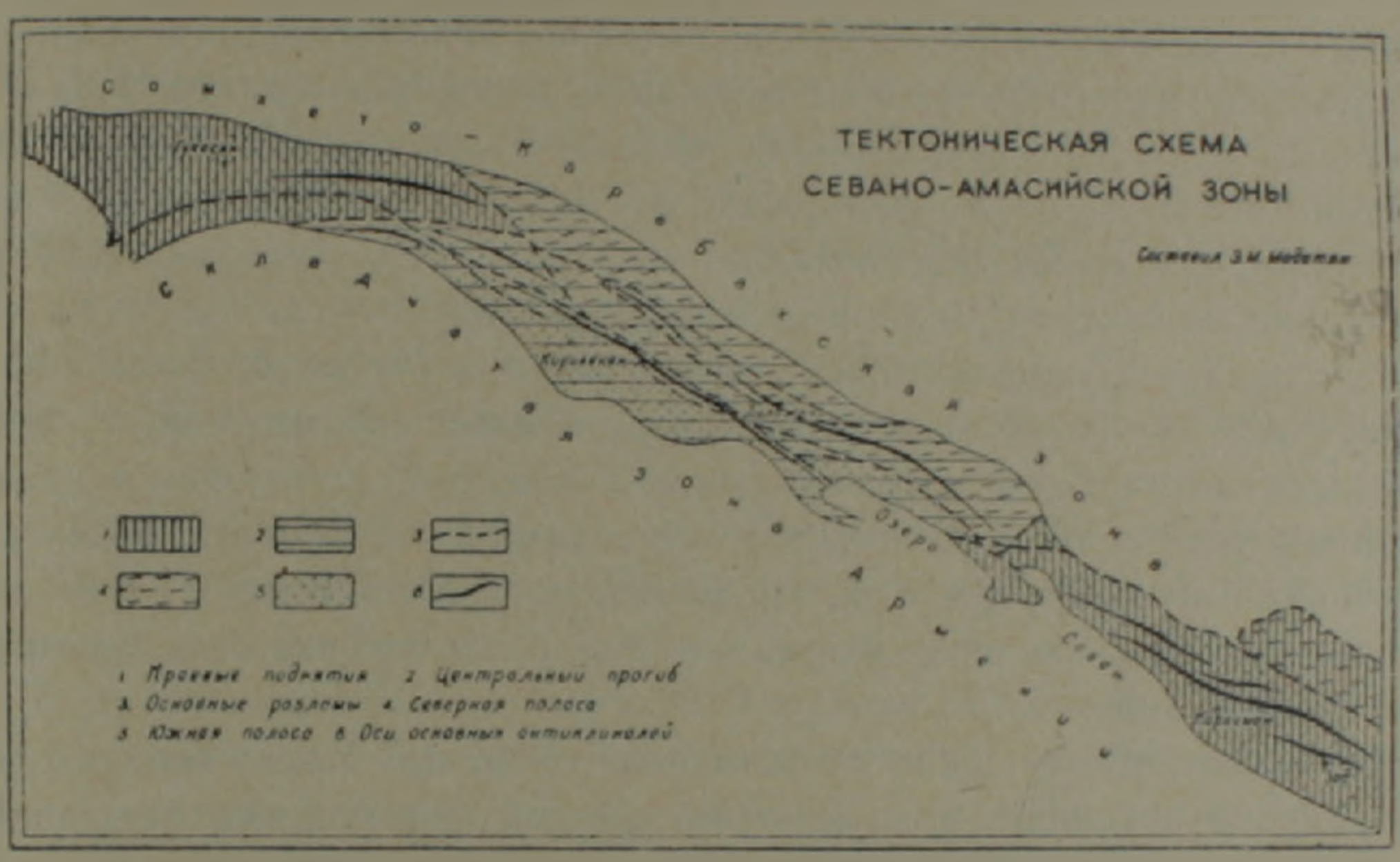
В общем плане древние породы размещены в северо-западной и юго-восточной частях зоны, а в центральной части они выступают в виде небольших островков, уступая место молодым, в частности, эоценовым отложениям.

Исходя из этого, устанавливается, что зона в своей центральной части прогибается. Это обстоятельство отразилось также на характере и составе интрузивных пород.

Таким образом, в пределах изучаемой зоны выделяются три элемента мегаструктуры: центральный прогиб, восточное и западное поднятия.

В юго-восточной части зоны развиты многочисленные интрузивные массивы габбро-перидотитовой формации мелового возраста. Они протягиваются в виде широкого пояса северо-западного направления. Среди них устанавливается непрерывный ряд от лейкократовых и меланократовых габбро до анортозитов, дунитов, пироксенитов и перидотитов. Более молодые интрузии кислого состава в этой части зоны проявлялись

лишь в виде выходов мелких штокообразных и дайковых тел диоритов, кварцевых диоритов и кварцевых порфиров. Протяженность полосы выходов ультрабазитов в пределах Севанского сегмента достигает 60—70 км, а ширина—3—4 км. К востоку на территории Азербайджана она расширяется. Большинство интрузий вытянуто вдоль пояса до десяти и более километров. Отмечающиеся в пределах этого пояса непротяженные разломы являются проявлением раннего, крупного разлома глубинного заложения, залеченного внедрением упомянутых интрузий. Описываемый пояс недалеко от с. Шоржа погружается и опять выступает севернее с. Гукасян, расположенного в самой западной части структурно-фациальной зоны (фиг. 1).



Фиг. 1.

Между отмеченными двумя участками в провисающей части зоны широко проявляются интрузии кислого и среднего составов, представленные гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами послесреднеэоценового возраста и порфировидными гранитами, липарито-дацитами и щелочными сиенитами послеверхнеэоценового возраста. Морфологически кислые интрузии представлены в виде крупных и мелких штоков, дайкообразных тел, пластовых залежей и лакколитов. Зачастую эти интрузии также проявляют тенденцию вытянутости по направлению складчатости, что особенно хорошо наблюдается у крупных выходов.

На фоне общего погружения и вздымания зона в продольном направлении испытывает ундуляцию малой амплитуды, образуя чередования брахисинклиналей и брахиантиклиналей, осложненных продольными складками более низших порядков.

Все эти структуры рассечены многочисленными разрывными нарушениями северо-западного, широтного и редко близмеридионального направлений. Из них наиболее значительный Мегрут-Маймехский раз-

лом разделяет Севано-Амасийскую зону на две полосы, отличающиеся некоторыми особенностями геологического строения и рудоносности (см. фиг. 1).

Наличие всех указанных структур создает очень сложную геологическую позицию для рудных полей и месторождений.

2. Металлоносность

Рассматриваемая зона характеризуется проявлением руд хромита, платиноидов, никеля, меди, молибдена, ртути, полиметаллов, редких земель, вольфрама, золота с теллуридами, мышьяком и сурьмой.

Рудопроявления упомянутых металлов по составу основных минеральных ассоциаций и по общности условий образования объединяются в следующие эндогенные рудные формации, выделенные ранее И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном [4], Б. С. Вардапетяном [2] и др.: 1) хромитовая; 2) медно-никелевая; 3) медно-гематитовая; 4) медно-серноколчеданная; 5) полиметаллическая; 6) редкоземельная; 7) золоторудная; 8) ртутная; 9) сурьмяно-мышьяковая.

Наблюдается определенная связь указанных рудных формаций с магматизмом, в частности, с интрузивными комплексами. Так, с гипербазитами генетически и локально связаны платино-хромитовая и медно-никелевая формации. В частности, с дунитами и перидотитами связана платино-хромитовая формация, а с породами габбро этого же комплекса связана медно-никелевая формация. Эта связь прямая и не вызывает никаких сомнений.

Парагенетическая связь устанавливается между медно-гематитовой, медно-серноколчеданной и полиметаллической формациями и комплексом среднеэоценовых интрузий диоритового, кварц-диоритового и гранодиоритового составов. Здесь связь устанавливается по зональному расположению различных рудопроявлений вокруг выходов интрузивов по температурному и по ряду других признаков [2].

С послеверхнеэоценовыми интрузиями кислого состава—порфировидными гранитами и малыми интрузиями кварц-порфирового состава—парагенетически связана формация золоторудного оруденения.

Ртутная формация изучена слабо ввиду ограниченности ее развития и недавнего выявления. Связь ее с интрузиями вероятная. С послеверхнеэоценовым комплексом интрузий парагенетически связаны также редкометальная и сурьмяно-мышьяковая формации.

Распределение и интенсивность проявления вышеупомянутых формаций в пределах Севано-Амасийской структурно-фациальной зоны далеко не одинаковы и подчиняются определенным закономерностям. Так, например, месторождения и рудопроявления платино-хромитовой и медно-никелевой формации, в зависимости от области распространения ультрабазитов, развиты только на юго-восточном и северо-западном поднятиях зоны. В структурном отношении они приурочены к участкам вздымания зоны. И, наоборот, на участках погружения развиты медно-серно-

колчеданная, медно-гематитовая, полиметаллическая и другие формации руд.

Минерализация золоторудной формации не подчиняется этой закономерности и размещается как в пределах области вздымания, так и в области погружения, что, по-видимому, обусловлено ее поздним—наложенным характером.

Размещение эндогенных рудных формаций проявляется в определенной регионально-металлогенической зональности, обусловленной закономерным их возникновением. Распространение и интенсивность проявления некоторых формаций идеально совмещаются. В связи с этим возникает необходимость объединить парагенетически связанные рудные формации в формационные группы или комплексы рудных формаций, которые, несмотря на то, что характеризуются различными минеральными ассоциациями, парагенетически связаны с определенными магматическими комплексами и поэтому образуют одинаковую, или почти одинаковую зональность.

В описываемом районе отчетливо выделяются следующие группы парагенетически взаимосвязанных формаций:

1. Хромитовая, медно-никелевая;

2. Медно-серноколчеданная, медно--гематитовая, полиметаллическая;

3. Золотоносная, ртутная, редкоземельная, сурьмяно-мышьяковая.

Таким образом, каждому интрузивному комплексу отвечает характерный рудный комплекс.

В пространственном размещении формационных групп наблюдается следующее: колчеданные, полиметаллические и медно-гематитовые рудопроявления развиты в северной части Севано-Амасийской зоны, тяготея к однотипному оруденению Сомхето-Карабаха. К южной полосе, кроме указанных, приурочено также золоторудное и редкометальное оруденение, характерное для соседней области.

3. Закономерности размещения эндогенного оруденения

Анализ материала позволяет установить основные закономерности распределения эндогенного оруденения, выделив главные факторы, контролирующие его локализацию. Среди этих факторов можно указать структурный, литологический и магматический.

Для локализации промышленного оруденения необходимо благоприятное сочетание всех указанных факторов. Первые два очень тесно связаны между собой и, зачастую, взаимно обусловлены. Поэтому ниже они рассматриваются совместно.

Литолого-структурный контроль оруденения. В пределах Севано-Амасийской зоны литолого-структурный контроль проявился как в региональных, так и в локальных масштабах. В региональном плане, как уже отмечалось, выделяется центральная — прогибающаяся и краевые—приподнятые ее части. Центральный прогиб заполнен мощной толщей вулканогенно-осадочных образований кайнозоя, из-под кото-

рой местами выступают отложения мела (известняки). В этой толще, прорванной многочисленными интрузиями гранитоидов, хорошо проявлены разновозрастные пликативные и дизъюнктивные структуры более мелких порядков, образующие сложную мозаику рудных полей и месторождений.

Во вздымающихся частях зоны выступают древние породы (мезозой) с отчетливо проявленными зонами глубинных разломов, вдоль которых внедрялись широко развитые здесь ультрабазиты.

Разломы глубокого заложения прослеживаются в средней части зоны на всем ее протяжении, расчленяя последнюю на две примерно равные полосы. Отмеченное строение Севано-Амасийской зоны определяет неравномерное в целом распределение в ней различных типов интрузивных образований и связанного с ними оруденения. В центральной части зоны широко развиты формации руд, связанные с гранитоидами, а в приподнятых частях — с ультрабазитами.

В распределении оруденения большую роль играли пликативные структуры второго порядка, представленные брахиантиклиналями и брахисинклиналями. Брахисинклинальные структуры, особенно хорошо проявленные в центральном прогибе, довольно отчетливо контролируют размещение гранитоидных интрузий и эндогенных месторождений. Типичным примером в этом отношении является Анкадзорская антиклиналь, контролирующая одноименное рудное поле. Указанный факт — контролирующая роль брахиантиклинальных складок — для Армении отмечался Б. С. Вартапетяном [2], С. С. Мкртчяном, К. Н. Паффенгольцем, Э. А. Хачатуряном [6] и др. и является, по-видимому, закономерностью общего порядка, так как аналогичный контроль оруденения установлен и для других регионов (М. Б. Бородаевская—Урал).

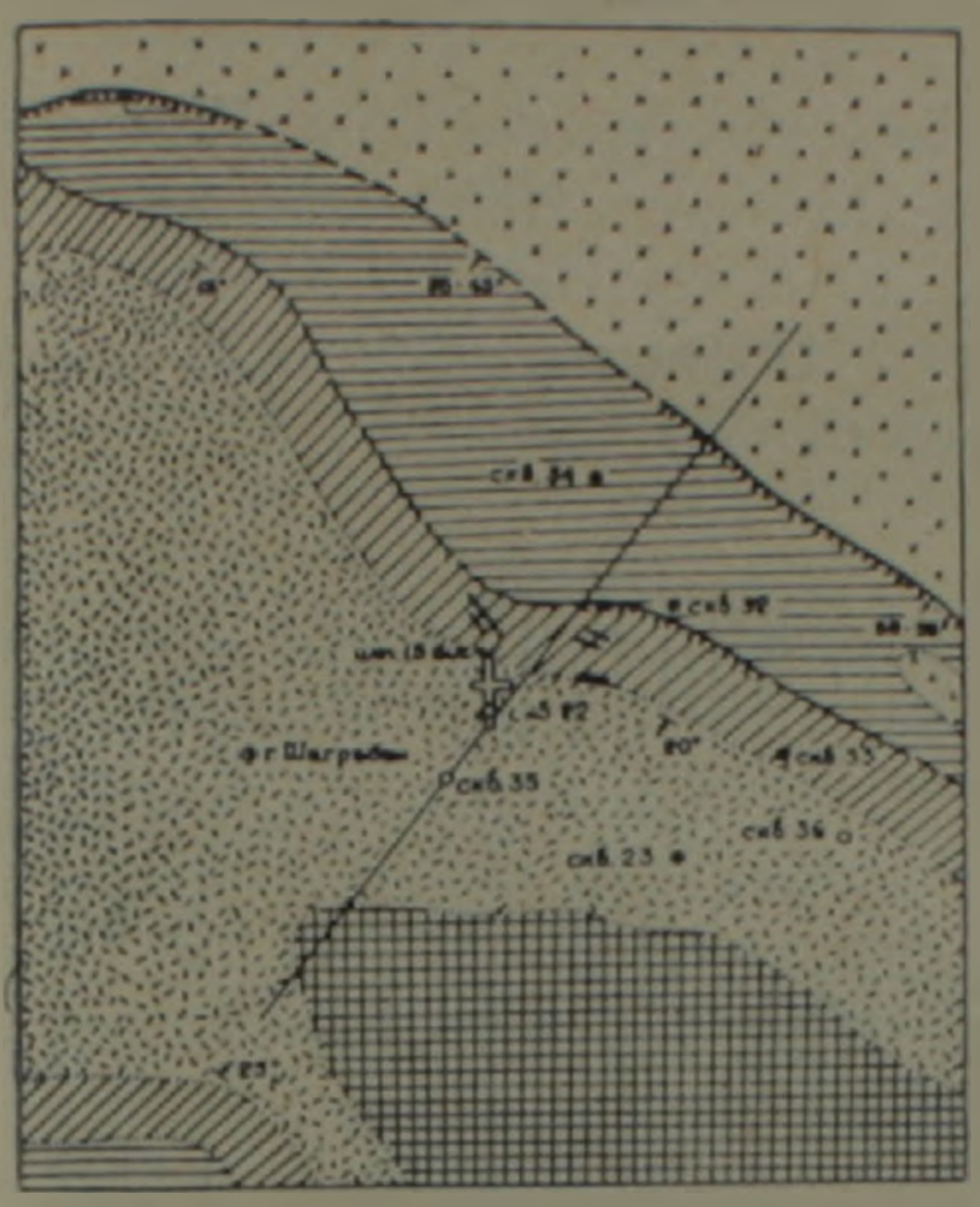
Если крупные антиклинальные сооружения контролируют, в целом, размещение рудных полей, то более мелкие пликативные структуры являются непосредственным вместилищем оруденения. Последнее может быть приурочено как к антиклинальным, так и синклинальным складкам, поскольку в пликативных структурах обоих типов развиваются рудолокализующие межпластовые срывы.

Типичными примерами месторождений, приуроченных к синклинальным структурам, являются Фроловское, Назои-юртское медные и Маймехское полиметаллическое месторождения (фиг. 2).

Следует отметить, что локализация оруденения обуславливается, зачастую, благоприятным сочетанием структур разного типа. Так, на Назои-юртском рудопроявлении рудные тела залегают согласно складчатости в полостях, образованных межпластовыми срывами и экранируются пачкой фельзитовых туфов. На Фроловском месторождении устанавливается интересное сочетание пликативных и дизъюнктивных структур. Контролирующая месторождение синклинальная складка представляет собой осложненную сводовую часть Агстевской антиклинали. Ограничена она двумя параллельными разломами, протягивающи-

мися вдоль оси складки. Наряду с секущими рудными телами здесь возможны и седловидные залежи, залегающие согласно складчатости.

Примером месторождения, приуроченного к антиклинальной складке, являются Дилижанское (рудник Арцруни) и Анкадзорское медные месторождения (фиг. 3).



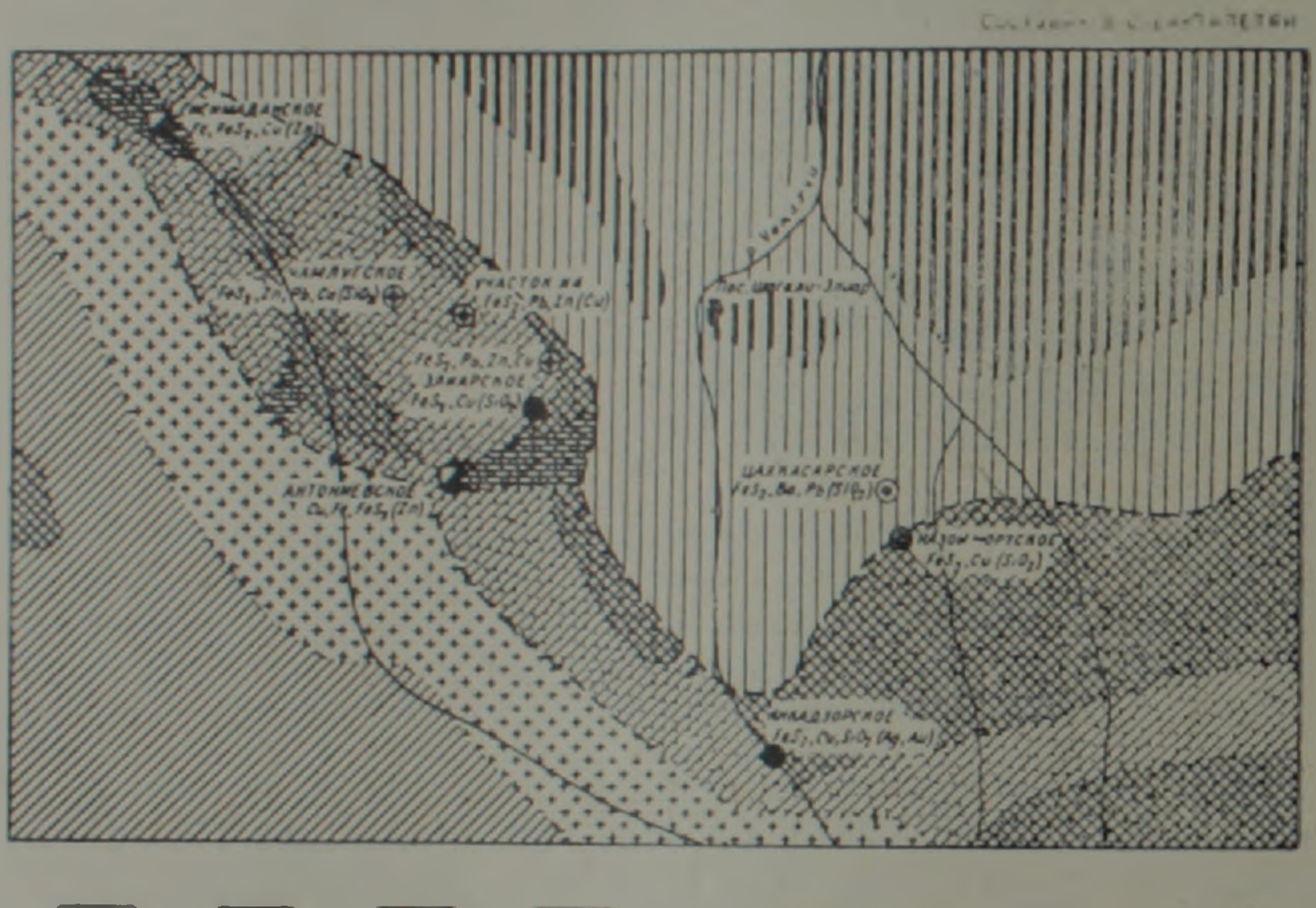
Фиг. 2. Геологическая карта Назон-юртского рудопроявления меди. 1. Фельзитовые туфы. 2. Туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, кверху переходящие в порфириты. 3. Порфириты плагиоклазовые. 4. Кварцевые порфириты. 5. Липарито-дациты. 6. Вторичные кварциты. 7. Тектонические нарушения. 8. Кварц-сульфидные залежи и зоны оруденения. 9. Содержание меди и мощность рудного тела.

Дизъюнктивные нарушения всех масштабов сыграли, пожалуй, решающую роль в распределении и локализации оруденения. Позиция рудных полей, большей частью, определяется их расположением в зонах интенсивного развития субпараллельных разломов, преимущественно северо-западного и широтного направлений и зонах многократного дробления пород, несущих признаки интенсивного гидротермального метаморфизма. Рудные проявления и месторождения отчетливо расположены вдоль дизъюнктивных нарушений. Последние зачастую сопровождаются серией оперяющих трещин скалывания, которые также фиксируются гидротермальным метаморфизмом, зонами окварцевания и кварц-карбонатными прожилками с рудной минерализацией. Меридиональные и субмеридиональные нарушения более редки. Можно выделить три типа разрывных структур: рудоподводящие и распределяющие каналы, рудные экраны и рудолокализующие структуры.

К первым относятся крупные разломы типа сбросов или надвигов. Характерными примерами являются Чибухлинский, Шагали-Эйлар-Маймехский и Головино-Мегрутский разломы. Наиболее благоприятными участками для развития оруденения являются зоны субпараллельных разломов, участки их сочленения с оперяющими разрывными нару-

шениями и резких изгибов по простиранию и падению. Зоны разломов, свободные от глинки притирания, способствовали проникновению гидротерм. В то же время разломы, представленные плотными спрессованными глинками, ограничивали циркуляцию рудоносных растворов, играя роль «экранов». Наличие пары таких разломов создает своеобразные структурные ловушки, в пределах которых происходила локализация оруденения.

К зонам субпараллельных разломов приурочено много месторождений и рудопроявлений. К их числу относятся Эйларское, Анкадзорское и Сисимаданское, расположенные между Шагали-Эйларским и Сисимадан-Антониевским нарушениями. Парными разломами контролируются Фроловское и Тандзутское месторождения.



Фиг. 3. Схема горизонтальной минералогической зональности в пределах Анкадзорского рудного поля. 1. Верхний эоцен. Липарито-дациты, дациты, их туфы и мелкообломочные брекчии. 2. Верхний эоцен. Пестроцветные мелкообломочные брекчии и туфы порфиритов с небольшими участками порфиритов. 3 Средний эоцен. Туфы, туфобрекчии и туфопесчаники. 4. Средний эоцен. Порфириты и кварцевые порфириты. 5. Верхний мел (?). Мраморизованные известняки. 6. Постверхний эоцен-предолигоцен. Граниты, гранодиориты, кварцевые монцониты и кварцевые диориты. 7. Гидротермальное изменение пород. 8. Тектонические нарушения. 9. Ось антиклинали. Формации руд по минералогическому составу: 10. Магнетит-гематит-пирит-халькопиритовая (скарновая). 11. Пирит-халькопиритовая. 12. Пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовая (полиметаллическая). 13. Пирит-барит-галенитовая. 14. Главные элементы в рудах. 15 Второстепенные элементы в рудах.

Рудовмещающими структурами являются разрывы более мелких порядков: оперяющие трещины скола, отрыва, межпластовые срывы, а

также зоны дробления. Эти структуры полностью предопределяют как пространственное положение отдельных рудных тел, так и их морфологические особенности.

В оперяющих трещинах скола и отрыва локализуются рудные тела типа жил и жильных зон — самый распространенный морфологический тип рудных тел для месторождений изученной зоны (Анкадзор, Зод, Тандзут—золото). Несколько менее распространены рудные тела, залегающие согласно складчатости. Приурочены они, как правило, к межпластовым срывам. В зонах дроблений развивается прожилково-вкрапленный тип рудных тел (Анкадзор, Тандзут, частично Зод).

В свою очередь, развитие структурных элементов во многом предопределяется особенностями среды и, в первую очередь, физико-механическими особенностями рудовмещающих пород.

Пликативные структуры ярче всего проявлены в относительно-пластичных осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях. В плотных вулканогенах и интрузивах развиваются разрывы сколового типа, а в относительно хрупких породах — зоны дробления. Именно поэтому структурный анализ не может производиться без учета литологического фактора. Характерным примером в этом отношении являются Зодское и Анкадзорское месторождения.

В Анкадзорском рудном поле отмечается исключительная приуроченность прожилково-вкрапленных руд ко вторичным кварцитам и развитие рудных тел жильного типа в порфиритах.

Литолого-структурный фактор, обуславливающий развитие разнохарактерных структур и различных морфологических типов рудных тел, на Зодском месторождении проявлен следующим образом.

В массиве относительно свежих габбро развиты прожилковые руды. В интенсивно раздробленном эндоконтакте габбровой интрузии и, отчасти, перидотитах, отмечаются жильные зоны. Прожилки, вкрапленники и гнезда (метасоматические) приурочены к телам кварцевых порфиров, а интенсивно серпентинизированные перидотиты являются относительно малоблагоприятной средой для развития рудолокализующих структур и оруденения.

Магматический контроль оруденения. Этот фактор обусловлен генетической или парагенетической связью различных групп рудных формаций с определенными интрузивными комплексами. Указанная связь устанавливается на основании следующих факторов:

а) Наблюдается тесная пространственная приуроченность эндогенных месторождений к интрузивным образованиям.

Проявления хромитовых и медно-никелевых руд непосредственно приурочены к выходам гипербазитов или к зонам их экзоконтакта. Медно-гематитовые, медно-серноколчеданные и полиметаллические руды локализуются в экзоконтактовой зоне умеренно-кислых гранитоидов, образуя довольно отчетливо выраженный зональный ряд. Закономерная горизонтальная зональность в размещении указанных типов руд,

отмеченная ранее [2], свидетельствует об их генетическом единстве и несомненной парагенетической связи с интрузивом, в ореоле которого они располагаются. Интересно отметить, что горизонтальная зональность проявляется в пределах единой группы парагенетически связанных рудных формаций. На фиг. 3 приведена схема зональности месторождений и рудопроявлений, парагенетически связанных с умеренно-кислыми гранитоидами.

Более молодое оруденение (в частности, золоторудное) подчиняется несколько иным закономерностям и может накладываться на ранее образованные руды. Золоторудные месторождения и проявления тяготеют к выходам кислых интрузий порфировидных гранитов, малых интрузий кварцевых порфиров и плагиогранитов. К этому же интрузивному комплексу тяготеют редкометальные и ртутные проявления.

б) Возраст разных групп рудных формаций совпадает с возрастом определенных интрузивных комплексов.

Самыми древними являются досенонские ультрабазиты и приуроченные к ним хромитовые проявления. К среднему эоцену относятся как медно-серноколчеданное оруденение, так и интрузии гранодиоритов, а молодое, наложенное золоторудное оруденение совпадает со временем внедрения после-верхнеэоценового комплекса кислых интрузий.

в) Размещение интрузивов и связанного с ними оруденения контролируется одними и теми же крупными структурами.

В региональном плане это проявляется следующим образом. На поднятиях Севано-Амасийской зоны, где представлен относительно глубокий эрозионный срез, широко развиты древние интрузии ультрабазитов, а в прогибе — гранодиориты среднего эоцена.

Расположение молодых кислых интрузий исключительно в южной полосе зоны свидетельствует, вероятно, об их связи с единым интрузивным бассейном, активное действие которого проявилось на территории Складчатой зоны Армении после верхнего эоцена.

Пространственное положение интрузивов предопределялось также структурами более мелкого порядка. Так, основные и ультраосновные интрузивы отчетливо вытянуты вдоль зон разломов, а выходы гранодиоритов контролируются крупными брахиантиклиналями нижне-среднеэтретичного тектонического этажа. Определенная линейность, согласно общему простиранию зоны, отмечается и в цепочке выходов кислых интрузий верхнего эоцена.

В связи с отмеченной специализацией металлоносных интрузивов и их размещением, в пределах Севано-Амасийской зоны наблюдается следующая картина распределения оруденения.

Ультраосновные интрузии и хромитовое оруденение развиты в северо-западной и юго-восточной частях зоны. В центральном провисе широко распространены интрузии умеренно-кислых гранитоидов, в связи с

чем здесь представлено медно-гематитовое, медно-серноколчеданное и полиметаллическое оруденение.

Молодыми кислыми образованиями, как отмечено, интрудирована вся южная полоса Севано-Амасийской зоны. Связанное с ними золоторудное оруденение также развито на всем протяжении зоны, местами накладываясь на ранее локализованные здесь руды (Тандзут, Ванадзор). В этой же полосе проявлено ртутное и редкометальное оруденение.

Магматический контроль оруденения хорошо иллюстрируется схемой, приведенной на фиг. 4.

Металлоносная специализация разновозрастных интрузивных комплексов предопределяет и стратиграфический контроль оруденения, выражающийся в следующем:

Для рудных формаций первой группы (хромитовой, медно-никелевой) рудовмещающими могут быть только образования дотретичного возраста. Месторождения и рудопроявления второй группы (медно-гематитовые, медно-серноколчеданные, полиметаллические) могут размещаться только в пределах среднеэоценовых и более древних толщ. Для золоторудного, редкоземельного, ртутного и сурьмяно-мышьякового оруденения надрудными являются отложения олигоцена и более молодые образования.

Фиг. 4.

Выводы

1. Геолого-структурная позиция Севано-Амасийской зоны определяется ее особым положением на стыке двух крупных структур Малого Кавказа—Сомхето-Карабахской и Складчатой зон Армении.

2. В пределах Севано-Амасийской зоны выделяются три элемента мегаструктуры: Центральный прогиб, восточное и западное поднятия,

которые резко отличаются своим геологическим строением, проявлением интрузивной деятельности и металлогенией.

3. Положение Севано-Амасийской зоны на стыке двух различных областей Малого Кавказа сказалось и на внутреннем ее строении: внутри зоны довольно четко выделяются южная и северная полосы, обнаруживающие сходные черты металлогении со своими соседними районами.

4. В районе установлено проявление интрузивного магматизма следующих возрастов и составов: а) меловые базиты и гипербазиты; б) послесреднеэоценовые диориты, кварцевые диориты и гранодиориты; в) послеверхнеэоценовые щелочные сиениты, порфировидные граниты и малые интрузии кварц-порфиров.

5. Установлена определенная направленность в развитии интрузивного магматизма от основного к кислому.

6. По составу минеральных ассоциаций выделяются девять эндогенных рудных формаций: 1) хромитовая, 2) медно-никелевая, 3) медно-гематитовая, 4) медно-серноколчеданная, 5) полиметаллическая, 6) редкоземельная, 7) золоторудная, 8) ртутная, 9) сурьмяно-мышьяковая.

7. Устанавливается парагенетическая связь между различными рудными формациями и определенными интрузивными комплексами, подтверждающаяся их пространственно-временными соотношениями.

8. Размещение эндогенных рудных формаций проявляется в определенно-закономерной регионально-металлогенической зональности, что позволяет выделить следующие три формационные группы: а) платино-хромит-медно-никелевую, б) медно-серноколчеданную, медно-гематитовую, полиметаллическую, в) золоторудную, ртутную, сурьмяно-мышьяковую. Таким образом, каждому интрузивному комплексу соответствует специфический рудный комплекс.

9. В пространственном размещении формационных групп также установлено закономерное размещение — в северной полосе зоны распространены колчеданные, полиметаллические, медно-гематитовые проявления, характерные для Сомхето-Карабахской зоны, а по южной полосе распространены золоторудная и другие молодые формации, характерные для Армянской складчатой зоны.

10. Размещение рудных полей контролируется крупными антиклинальными сооружениями, осложненными вторичной складчатостью и дизъюнктивами.

11. Пространственное положение месторождений и отдельных рудных тел контролируется структурами как антиклинального, так и синклинального типов.

12. В локализации оруденения решающую роль сыграли дизъюнктивные нарушения, которые явились рудопроводящими каналами, рудными экранами и вместилищем оруденения.

Производственный геологоразведочный
трест УЦМ СМ Армянской ССР

Поступила 3.III.1971

Է. Մ. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՏԱՐԱԾՄԱՆ ՕՐԻՆԱՉԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ՍԵՎԱՆ-ԱՄԱՍԻԱՅԻ ԿԱՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ԽԱՎԱՏՈՏՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սևան-Ամասիայի խավազոտին տեղադրված է Փոքր Կովկասի երկու խոշոր՝ Սոմխեթիա-Ղարաբաղի և Հայկական ծալքավոր երկրաբանական կառուցվածքների միջև ձևաումնասիրվող խավազոտու սահմաններում առանձնանում են երեք խոշոր կառուցվածքներ դրանք են՝ արևմտյան և արևելյան բարձրացումները և կենտրոնական ճկվածքը, որոնք տարբերվում են իրարից երկրաբանական կառուցվածքով, հրաբխականությամբ և հանքային գոյացումներով։

Նկարագրվող շրջանում մագմատիկ գործունեությունը տեղի է ունեցել երեք տարբեր ժամանակաշրջաններում։ Կավճի հասակում այն արտահայտված է հիմքային և կերհիմքային տարատեսակներով. հնտմիջին-էոցենյան ժամանակաշրջանում՝ դիորիտներով, նրանց քվարցային տարատեսակներով և գրանոդիորիտներով, իսկ հետմիջին-էոցենյան ժամանակաշրջանում՝ ալկալային սիենիտներով, պորֆիրանման գրանիտներով և քվարցպորֆիրներով։

Ելնելով հանքանյութի կազմությունից հանքավայրերը ստորաբաժանվում են ինը ներծին միներալային գուգորդումների՝ 1) քրոմիտային, 2) պղինձ-նիկելային, 3) պղինձ-հեմատիտային, 4) պղնձա-ծծմբակոլչեդանային, 5) բազմամետաղային, 6) հազվադյուտ հողերի, 7) ոսկու, 8) սնդիկի և 9) ծարիր-մկնդեղային։ Հանքային գուգորդությունների միատեղ առաջացման կապրորոշ ինտրուզիաների հետ հնարավորություն է ընձեռնում առանձնացնել հանքային գուգորդությունների հետևյալ երեք խմբավորումները՝ 1) քրոմիտ-պղինձ-նիկելային, 2) պղնձա-ծծմբակոլչեդանային-պղինձ-երկաթաքար-բազմամետաղային և 3) ոսկի-սնդիկ-ծարիր-մկնդեղային։ Ակսպիսով, ամեն մի ինտրուզիվ առաջացում ուղեկցվում է հանքային գուգորդությունների հատուկ և օրինաչափ տեղաբաշխված հանքային խմբավորումներով։

Կառուցվածքային տեսակետից հանքային դաշտերը կապված են խոշոր անտիկլինալային կառուցվածքների հետ, որոնք հաճախակի բարդեցված են երկրորդական ծալքավորումներով և հետծալքավոր ճեղքային խախտումներով։

Սրա հետ մեկտեղ հանքավայրերի տեղաբաշխումը կապված է ավելի նվազ կարգի, քե անտիկլինալային և քե սինկլինալային կառուցվածքների հետ։ Հանքավայրերի ձևավորման ընթացքում հսկայական դեր են խաղացել երկրի կեղևի ճեղքային կառուցվածքները, որոնք իրենցից ներկայացրել են, քե հանքանյութերի ներարկման ու հանքատար ուղիներ, և քե հանքանյութ պարունակող շտեմարաններ ու արգելակող հանքադիմկալներ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
2. *Вартапетян Б. С.* Закономерности распределения медного оруденения на территории Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965.

3 *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

4 *Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.* Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1957.

5 *Малатян Э. М.* К вопросу о структурных особенностях размещения золоторудных месторождений северной части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1969.

6 *Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.* Алавердский рудный район (геология и рудоносность). Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1968.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 5, 31—41, 1971

УДК 553.3

М. И. КАЛГАНОВ

КОСМИЧЕСКОЕ ЖЕЛЕЗО КАК ОДИН ИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Железистые кварциты представляют собой весьма крепкую, сильно метаморфизованную, тонкослоистую, железисто-кремнистую породу. Они состоят в основном из ритмично чередующихся между собой тонких магнетито-гематитовых и кварцевых прослойков (полос). Образовывались эти кварциты на земном шаре только в древних докембрийских водных бассейнах при отложении на дне илоподобных железисто-кремнистых осадков. Позднее эти первичные осадки были сильно метаморфизованы и превращены в твердую кристаллическую породу.

Железистые кварциты в земной коре всегда залегают среди докембрийских пород—среди гнейсов верхнего архея и среди протерозойских кристаллических сланцев. В более молодых палеозойских и других породах железистые кварциты нигде на земном шаре не обнаружены. Правда, только один советский автор попытался было отнести девонский рудный флиш к железистым кварцитам. Но это отнесение является совершенно необоснованным, так как охарактеризованные им железистые породы ничего общего не имеют с железистыми кварцитами.

Следует отметить, что железистые кварциты имеют широкое распространение на земном шаре и обнаружены на всех континентах, многих островах, на дне морей и океанов. Весьма часто они образуют огромные по площади и по мощности пластообразные залежи. Запасы этих кварцитов в земной коре исчисляются триллионами тонн и в несколько раз превышают суммарные запасы всех остальных генетических типов железных руд. Поэтому железистые кварциты в настоящее время имеют огромное практическое значение.

Многие докембрийские осадочно-метаморфизованные породы, представленные различными гнейсами и кристаллическими сланцами, которые являются вмещающими породами для железистых кварцитов, также нередко содержат в своем составе повышенное количество железа. В некоторых кристаллических сланцах содержание его колеблется от 10 до 13%, а в гнейсах — от 12 до 25%. Однако все осадочные горные породы более молодого возраста (палезойской, мезозойской и кайнозойской эпох) не содержат такого повышенного количества железа, которое наблюдается в некоторых докембрийских породах.

Если же мы обратимся к характеристике железистых кварцитов, то увидим, что они обладают многими специфическими свойствами, которые присущи только им одним и не характерны для всех других оса-

дочных типов железных руд, которые распространены в земной коре.

Во-первых, железистые кварциты имеют исключительно широкое распространение в земной коре. Они встречаются среди докембрийских первично-осадочных сильно метаморфизованных горных пород и известны почти повсеместно на земном шаре, где только присутствуют эти древние породы. Широкое распространение железистых кварцитов в земной коре среди докембрийских пород позволило П. П. Пятницкому [10] сделать предположение о том, что в докембрии железистые породы покрывали всю нашу планету, подобно панцирю. Академик Н. М. Страхов также пишет: «Можно сказать, что нет ни одной сколько-нибудь значительной площади докембрия, особенно альгонка, где при подробных исследованиях не было бы обнаружено железных руд и часто в крупных масштабах» [11]. Следует особо подчеркнуть, что такая всеобщая (планетарная) распространенность железистых кварцитов вовсе не является случайной. Однако же она не наблюдается для других каких-либо типов осадочных железных руд, которые известны на земном шаре и образовались в более поздние геологические эпохи.

Во-вторых, железистые кварциты во всех районах земного шара всегда содержат одинаковое количество железа и имеют одинаковый минеральный состав. Среднее содержание железа в этих кварцитах колеблется от 25 до 35%, а их главными породообразующими минералами всегда являются кварц, магнетит и гематит.

В-третьих, залежи железистых кварцитов всегда и везде имеют пластообразную форму и тонкополосчатое строение (текстуру), которая характерна только для этих кварцитов. Эта текстура обусловлена ритмично чередующимися между собой тонкими рудными (магнетитовыми, гематитовыми, а чаще смешанными магнетито-гематитовыми) и нерудными (кварцевыми) прослойками. Многие из этих рудных и нерудных прослойков в естественных обнажениях железистых кварцитов или в горных выработках прослеживаются по простиранию на несколько километров без изменения их мощности. Все это указывает на осадочное происхождение железистых кварцитов. Причем, как справедливо указывает академик Н. М. Страхов [11], эти кварциты являются глубоководными морскими железисто-кремнистыми осадками, образовавшимися из коллоидных растворов окислов железа и кремния. В составе этих кварцитов мы почти не наблюдаем грубых кластогенных зерен каких-либо минералов.

В-четвертых, пласты железистых кварцитов и слагаемые ими месторождения или железорудные бассейны часто достигают весьма больших размеров и содержат огромные запасы этих кварцитов. Так, например, один пласт железистых кварцитов в бассейне Курской магнитной аномалии прослеживается на 610 км. В обширном докембрийском Южно-Африканском железорудном бассейне—Наама Трансвааль—пласты железистых кварцитов прослеживаются на 100—250 км. В Канаде (на полуострове Лабрадор) и в США (в районе Великих озер)

длина пластов этих кварцитов достигает 80—150 км. Древние докембрийские железорудные бассейны и месторождения, руды которых представлены железистыми кварцитами, известны во многих районах земного шара. В США, например, имеется крупный бассейн, расположенный в районе Великих озер, а в Канаде крупный бассейн находится в пределах полуострова Лабрадор В Южной Америке известен также большой бассейн Минас Жераис, в Африке — весьма крупный железорудный бассейн Наама Трансвааль (с запасами железистых кварцитов в 2,5 триллиона тонн). Кроме того, имеются отдельные месторождения железистых кварцитов в Америке и Африке. В Западной Европе располагаются крупные месторождения железных руд на территории Скандинавского полуострова. В СССР известны также крупные докембрийские железорудные бассейны: Криворожско-Кременчугский, Запорожский. Кольский и самый крупный на земном шаре — бассейн Курской магнитной аномалии, обладающий запасами железистых кварцитов в 10 триллионов тонн. Все эти железорудные бассейны СССР имеют примерно одинаковый возраст и располагаются на территории Русской платформы. Поэтому все они являются составными частями огромного единого так называемого Русского докембрийского железорудного бассейна [6]. В СССР, кроме того, известны Южно-Алданский и Сихоте-Алинский докембрийские железорудные бассейны. Теперь с полным основанием можно сказать, что и на Урале имеется крупный докембрийский железорудный бассейн, где железистые кварциты залегают среди докембрийских метаморфических пород. Известны также эти кварциты в Казахстане, в Тувинской автономной области, в Саланрском хребте, в Горной Шории, на северном побережье озера Байкал, в Бурятии, в Саянском и Становом горных хребтах. Открыты эти кварциты среди докембрийских пород в Раздапском районе Армении, имеются они в Грузии и в Азербайджане.

На азиатском континенте докембрийские железорудные бассейны располагаются на территории Китая, Кореи, Бирмы и Индии. Крупные залежи докембрийских железных руд обнаружены также и в Австралии.

Многие из этих бассейнов достигают больших размеров. Так, например, длина Южно-Африканского бассейна Наама-Трансвааль равна 600 км, бассейна Курской магнитной аномалии —850 км, Лабрадорского (в Канаде) — 1300 км, а длина Русского докембрийского бассейна достигает 2300 км при средней ширине в 800 км. Площади докембрийских железорудных бассейнов измеряются тысячами, десятками и сотнями тысяч квадратных километров. Такими огромными размерами на нашей планете не обладает почти ни один бассейн, в котором формировались какие-либо другие осадочные полезные ископаемые.

Из приведенной характеристики железистых кварцитов видно, что они отличаются от всех других типов осадочных железных руд своим древним (докембрийским) возрастом, однообразием минерального и хи-

мического состава, тонкополосчатым строением, огромными размерами залежей и повсеместным распространением их на земном шаре среди докембрийских пород. До сих пор в отечественной и зарубежной геологической литературе многие исследователи только фиксировали тот факт, что железистые кварциты в земной коре приурочены исключительно к докембрийским породам и в более поздние геологические эпохи они на Земле никогда не формировались. Всеми исследователями отмечается также, что железистые кварциты являются уникальными и неповторимыми образованиями. Но лишь немногие из них пытались объяснить причину огромного скопления и исключительную приуроченность железистых кварцитов к докембрийским породам.

В. А. Обручев первый сделал попытку в 1935 году [8] объяснить такое громадное скопление железа в докембрийских осадках Он считал, что это было обусловлено весьма благоприятными условиями выветривания докембрийских континентов. По его мнению, «обширное распространение и значительные площади, занимаемые отдельными месторождениями железа осадочного генезиса в докембрийских системах, объясняются легко, если вспомнить, что в те времена на суше не был. органической жизни и суша представляла абсолютную пустыню, поверхность которой подвергалась интенсивному механическому и химическому выветриванию, продукты которого сносились водами суши в соседние моря. Среди этих продуктов соли железа и кремния должны были занимать главное место, так как на поверхность суши выступали кристаллические сланцы и гнейсы архейских свит и обширнейшие эффузивы основных пород этих периодов, особенно богатые железом»

Л. С. Берг в 1937 году [3] также сделал попытку объяснить приуроченности железистых кварцитов к докембрийским образованиям. Он считал, что железистые кварциты являются биогенными образованиями, которые могли возникнуть только под воздействием жизнедеятельности железистых и кремнистых микроорганизмов, существовавших только в докембрии. Однако наличие этих микроорганизмов и их следов в докембрийских осадках не было установлено и потому взгляд Л. С. Берга не может считаться обоснованным.

Н. М. Страхов, не возражая против предположения В. А. Обручева, дополняет эти предположения тем, «что быть может еще более значительную роль в интенсификации рудного железонакопления в докембрии играло повышенное содержание CO_2 в тогдашней атмосфере, что усиливало все процессы выветривания и миграции элементов, а также несравненно более широкое развитие в докембрийские эпохи геосинклинальных зон за счет меньшего размера тогдашних платформ, что создавало наивыгоднейшие для железорудного процесса условия дренажа и транспортировки растворов Fe» [11] Он считает, что железистые кварциты являются железо-кремнистыми осадками, которые накопились из коллоидных растворов в глубоководных частях древних водных бассейнов. Приносимые с берегов в эти бассейны железо и крем-

ний могли переноситься далеко от берега, так как, по его мнению, в докембрии «соленость мирового океана» была ничтожно малой. Между речными и морскими водами тогда не было разницы в содержании электролитов, поэтому железо и кремний, содержащиеся в этих водах, долго не коагулировали и могли мигрировать далеко от берегов в растворенном состоянии. Затем эти элементы в конце концов все же выпадали на дно бассейна, и за весьма долгий промежуток времени накопились огромные толщи железисто-кремнистых осадков, которые позднее превращены в железистые кварциты. Точка зрения Н. М. Страхова на условия формирования железистых кварцитов в докембрийских водных бассейнах, как показали наши детальные исследования, является довольно обоснованной с точки зрения химизма и механизма осадконакопления.

Л. Н. Мартыненко в 1950 году в своей работе [7] «для решения вопроса об исключительных масштабах докембрийского железонакопления» также пытался привлечь своеобразие условий выветривания континентов докембрия, которое «продолжалось весьма большие сроки». По его мнению, кора выветривания докембрийских пород имела латеритоподобный характер и при наличии пептизаторов (органического вещества водорослей) эта кора могла дать огромное количество железа.

Профессор Н. А. Плаксенко в 1966 году в своей монографической работе [9] весьма обоснованно изложил свой взгляд на процесс формирования железисто-кремнистых осадков в докембрийскую эпоху, на химизм и механизм железорудного осадконакопления за счет железа, поступавшего с континента в морские бассейны.

Не вступая в дискуссию с приведенными взглядами исследователей на процесс формирования железистых кварцитов и признавая многие их положения правильными и вполне обоснованными, мы все же должны сказать, что все эти исследователи признают только один—континентальный первоисточник железа для формирования огромных пластов железистых кварцитов в докембрийскую эпоху. Никто из них даже не допускал мысли о каком-либо другом первоисточнике железа, кроме континентального для формирования грандиознейших скоплений железных руд в земной коре в ту отдаленную эпоху. А ведь запасы железистых кварцитов в земной коре действительно грандиозны. Они составляют свыше 93% от всех запасов железных руд земного шара. Поэтому П. П. Пятницкий имел основание утверждать, что железисто-кремнистые породы докембрия давали исходный материал для «феррикации и силикации горных пород всех последующих геологических эпох» [10].

Однако, исходя только из одного континентального первоисточника железа, нельзя рационально объяснить наличие среди докембрийских образований почти повсеместно залегающих в земной коре железистых кварцитов и наличие повышенного содержания железа во многих докембрийских осадочно-метаморфизованных породах. Если бы

железистые кварциты формировались только за счет железа, которое приносилось в водные бассейны с берегов, то тогда не могли бы образоваться такие исключительно выдержанные по простиранию пласты этих железистых кварцитов, которые прослеживаются иногда на сотни километров. В этом случае залежи железистых кварцитов имели бы линзообразную форму и быстро бы выклинивались.

Для ответа на все эти вопросы мы должны все же пытаться привлечь какое-то другое объяснение, чем существующее предположение о континентальном железе

В настоящее время, когда астрономами и астрофизиками много сделано в области познания окружающей нас галактики, мы можем уже искать ответы на некоторые геологические вопросы за пределами нашей планеты, т е в космосе Правда, до сих пор геологи пока не обращались за фактическими доказательствами в космос, чтобы объяснить причину огромной концентрации железа в докембрийских образованиях нашей планеты Но ведь Земля является космическим телом, она находится в постоянном тесном взаимодействии с космосом, и мы всегда должны иметь это в виду.

В настоящее время уже стали известны происхождение, возраст и некоторые закономерности распределения космической пыли в атмосфере, на суше, в глубоководных осадках, во льдах Арктики и Антарктики, скорость отложения этой пыли на Земле, форма и размеры пылевидных частиц их минеральный и химический состав.

Академик В. И. Вернадский еще в 1932 году [4] писал о том, что «мы односторонне учитываем в нашей научной мысли и в организации научной работы то огромное влияние, которое оказывает окружающий нас космос на нашу планету. Мы исследуем и непрерывно следим за балансом и характером энергии, приносимой нам от Солнца и от других небесных тел... Но Земля связана с космическими телами и с космическим пространством не только обменом разных форм энергии. Она теснейшим образом овязана с ними и материально...». Далее он писал: «Среди материальных тел, падающих на нашу планету из космического пространства, доступны нашему непосредственному изучению преимущественно метеориты и обычно к ним примыкаемая космическая пыль». По расчетам В. И. Вернадского, на Землю ежегодно приносится из космоса несколько десятков тонн космического вещества По данным И. С. Астаповича [2], на поверхность земного шара в год падает более 16000 тонн внеземного вещества, которое состоит из различных метеоритов и космической пыли.

В работе Б И Вронского и К. П. Флоренского [5] приведены данные различных зарубежных исследователей о количестве космического вещества, выпадающего ежегодно на Землю: так, например, по расчетам Вили, за 1935 г. выпало на Землю от 1500 до 3100 тонн космического вещества; по даным Ватсона и Бадхью, в 1941 г. выпало на Землю 56 тонн метеоров. Томсон подсчитал, что на Землю в 1953 г. выпало

2 млн. т. мелких (пылеобразных) космических шариков. По данным же Козье, в 1955 г. на Землю осело 13 млн. т. внеземного вещества, а по даным Петерсона, за 1957 г. выпало 5 млн. т. этого вещества. Большие расхождения в оценке количества оседающего на нашу планету вещества из космоса указывают на сложность этой проблемы и на необходимость продолжения этих исследований. В. И. Вернадский, при учете осаждения космического вещества на Землю, указывал: «это не значит, что масса Земли увеличивается (что не исключено), ибо одновременно Земля теряет вещество в космическом пространстве, с чем также приходится постоянно сталкиваться, углубляясь в ее минералогию и геохимию Идет не привнос только космического вещества, а обмен вещества с космосом В какую сторону складывается баланс, мы пока не знаем» О потере вещества нашей планеты в космосе сообщают также и другие исследователи. Так. Вронский и Флоренский указывают, что «формирующаяся Земля в свою очередь теряет часть вещества, отталкивающегося от поля тяготения планеты. Это прежде всего легкие газы — водород и гелий, потеря которых идет непрерывно» [5].

Следует иметь в виду, что высказывания различных ученых о космическом веществе. падающем на Землю. приведены нами лишь для того, чтобы подтвердить мысль о непрерывно происходящем обмене вещества между нашей планетой и космосом Однако все эти данные не могут быть использованы нами как фактическое доказательство предположения о том, что космическое железо являлось первоисточником для формирования железистых кварцитов на Земле в докембрийское время. Для объяснения этого предположения нам приходится воспользоваться некоторыми данными из астрономии, астрофизики и геологии. Известно, что наблюдаемые в ночное время на небе две светящиеся полосы Млечного пути, по данным астрономии. состоят из колоссального скопления звезд, газовых и пылевых туманностей. Астрофизиками установлено, что некоторые пылевые туманности состоят из мельчайших пылевидных частиц железа. Масса некоторых пылевых туманностей настолько велика, что в пять раз превышет массу Солнца. Колоссальные скопления космической железной пыли не пропускают свет, идущий от отдаленных звезд на нашу планету. Железистая пылевая туманность называется в астрономии темной туманностью. Из астрономии также известно, что Земля вместе с Солнцем и со всеми другими планетами солнечной системы постоянно вращается вокруг центра нашей галактики. Период полного обращения этих планет вокруг центра галактики, по В. А. Амбарцумяну [1], равен 200 млн. лет. Исходя из этого, можно предположить, что при своем движении вокруг галактического центра Земля в докембрийское время (в архее и в протерозое) неоднократно проходила через железистую пылевую туманность Млечного пути. Она двигалась через эту туманность, по-видимому, в верхнем архее, в нижнем, среднем и отчасти в верхнем протерозое. В более позднее время, то есть в палеозойскую и мезо-кайнозойскую эпохи, Земля уже не проходила через эту железистую пылевую космическую туманность Время

прохождения нашей планеты через эту огромнейшую железистую туманность каждый раз длилось довольно долго и измерялось, по данным астрономов, несколькими миллионами лет

При прохождении Земли сквозь атмосферу железной пыли на поверхность нашей планеты, вследствие земного притяжения, осаждалось огромнейшее количество мельчайших космических железистых частиц Вследствие постоянного вращения Земли вокруг своей оси, железная космическая пыль равномерно покрывала всю поверхность нашей планеты. Эта пыль осаждалась на сушу и на водную поверхность морей и океанов Осаждение космической железной пыли могло происходить весьма интенсивно благодаря тому, что Земля представляет собой огромный естественный магнит, который мог притягивать пылевидное железо. Космическое железо, выпадавшее в виде пылеобразных частиц на водную поверхность Земли, осаждалось на дно бассейнов и принимало непосредственное участие в составе формировавшихся железисто-кремнистых осадков. А то космическое железо, которое оседало на сушу, частично ассимилировалось формировавшимися тогда горными породами. Оно вошло в состав многих минералов (главным образом силикатов). Кроме того, из него формировались и самостоятельные минералы железа — магнетит и гематит, которые в виде мелких зерен рассеяны среди докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов. Другая же часть космического железа, выпадавшего на сушу и не подвергшегося на месте ассимиляции горными породами, могла при помощи различных водных потоков (дождевых, талых вод и др.) в большей своей массе сноситься в водные бассейны, где оседала на дно и также входила в состав формировавшихся железисто-кремнистых осадков. Впоследствии все эти осадки были сильно метаморфизованы и превращены в твердые железистые кварциты. Необходимо отметить, что наиболее мощные пласты железистых кварцитов приурочены к нижнепротерозойским и отчасти к среднепротерозойским образованиям. Среди пород верхнего архея и верхнего протерозоя железистые кварциты образуют сравнительно небольшой мощности пласты. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что наиболее длительное время Земля проходила через железистую пылевую туманность один раз в нижнем протерозое и второй раз в среднем протерозое. В эти периоды Земля, видимо, проходила по длинной оси туманности. В верхнем же архее и в верхнем протерозое наша планета, по-видимому, проходила через эту железистую туманность в течение более коротких промежутков времени. Таким образом, можно предположить, что различная мощность пластообразных залежей железистых кварцитов находится в прямой зависимости от продолжительности времени прохождения Земли через пылевую железистую туманность.

Благодаря огромному количеству пылевидного космического железа, которое осаждалось тогда на поверхности Земли во время прохождения ее через железистую пылевидную туманность, образовались мощные залежи железистых кварцитов.

Следует однако особо подчеркнуть, что железистые кварциты, являясь древними осадочными, сильно метаморфизованными образованиями, были сформированы не только за счет одного космического железа. В их образовании, несомненно, принимали участие, по крайней мере, три первоисточника железа К одному из этих первоисточников следует отнести космическое железо, о котором шла речь выше, ко второму — железо, привнесенное в докембрийские водные бассейны с суши вместе с железистыми продуктами выветривания горных пород континента, и третьим первоисточником является железо, привнесенное подводными вулканическими излияниями. Правда, роль каждого из этих первоисточников железа в формировании железистых кварцитов была, по-видимому, не одинакова. Что касается космического железа, то его количество в составе железистых кварцитов точно пока учесть невозможно. Однако, судя по вышеизложенному, космическое железо должно было играть главную и решающую роль в составе железистых кварцитов. Необходимо особо подчеркнуть, что, по нашему мнению, только благодаря его огромной массе, которая оседала одновременно на всю поверхность Земли, когда она проходила через космическую пылевую железистую туманность, и создавалась, по-видимому, возможность для формирования огромных, уникальных и неповторимых залежей железистых кварцитов.

Несомненно, что большая роль в формировании железистых кварцитов должна принадлежать также и железу, которое привносилось с берегов в водные бассейны вместе с железистыми продуктами выветривания горных пород континента.

Железо, привносимое подводными вулканическими излияниями, в составе железистых кварцитов играло подчиненную роль. Оно являлось дополнительным источником только лишь для отдельных участков.

Учитывая вышеизложенное, все же остается невыясненным вопрос о том, почему железистые кварциты не могли формироваться в более поздние геологические эпохи. Ведь железистые продукты выветривания горных пород континента несомненно сносились в водные и в более поздние геологические эпохи, привносилось также железо и с подводными вулканическими излияниями. Таким образом, два первоисточника железа, за счет которого могли формироваться железистые кварциты, несомненно имели место на Земле и после докембрийского времени. Однако железистые кварциты, видимо, не могли формироваться на нашей планете, так как в это время космическое железо уже не осаждалось на поверхность Земли в огромном количестве, а оно-то и являлось, по нашему мнению, главным первоисточником для формирования железистых кварцитов.

В более позднее время космическое железо не могло выпадать на нашу планету по следующей причине. Наклон плоскости орбиты вращения планет солнечной системы вокруг центра галактики хотя и медленно, но все время изменялся. Поэтому с течением весьма длительного

времени, измеряемого сотнями миллионов лет, угол наклона плоскости этой орбиты очень сильно изменился и движение планет солнечной системы вокруг центра галактики пошло уже по другим космическим направлениям. Вследствие этого в более поздние геологические эпохи наша планета уже не проходила через пылевую железистую туманность и на ее поверхность не оседала космическая железная пыль в огромных количествах. Поэтому в эти поздние эпохи на Земле железистые кварциты никогда больше не формировались.

По нашему мнению, в изложенном выше и следует, видимо, искать причину исключительной приуроченности железистых кварцитов к докембрийским образованиям.

Комиссия по изучению производительных сил и природных ресурсов при Президиуме АН СССР

Поступила 16.II.1971

Ю. Р. ВАЛФИЛЬЧ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПРОТИВ МЕТЕОРИТНОЙ ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Аннотация

Железистые кварциты древнего возраста почти во всех странах отличаются своеобразием минерального и химического состава, большой протяженностью и огромными запасами. Особый интерес представляет вопрос об условиях их образования, который привлекает внимание многих ученых.

В. Оборуцкий, Л. Берг, Н. Страхов, Л. Мартиннеккон, Н. Плаксенкон и другие считают железистые кварциты осадочными породами. Автор, основываясь на некоторых особенностях железистых кварцитов, приходит к выводу, что они являются вулканогенными породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амбарцумян В. А.* Проблемы эволюции вселенной. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1968.
2. *Астапович И. С.* Метеорные явления в атмосфере Земли. М., 1958.
3. *Берг Л. С.* Происхождение железных руд типа Криворожских. Сб. «Вопросы географии», № 3, 1937.
4. *Вернадский В. И.* Об изучении космической пыли. «Мироведение», № 5, 1932.
5. *Вронский Б. И. и Флоренский К. П.* Космическая пыль на Земле. Природа, № 3, 1964.

6. *Калганов М. И., Коссовский М. А.* Великий дар природы «Недра» 1968
7. *Мартыненко Л. И.* Причины образования кварцево-железистых пород в докембрии Уч. зап. Черновицкого гос. ун-та, т. VIII, серия геол.-географ наук. вып 2 1950.
8. *Обручев В. А.* Рудные месторождения Часть описательная ОНТИ, 1935
9. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии Изд Воронежского гос. ун-та. 1966.
10 *Пятницкий П. П.* Генетические соотношения Криворожских рудных месторождений Тр. Ин-та прикл. минер., № 9, 1924.
11 *Страхов Н. М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Изд. АН СССР, М., 1947.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5. 42—50 1971

УДК 553.435

А. З. АЛТУНЯН

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ ШАМЛУГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При изучении месторождений наиболее интересным является выяснение вопроса возраста оруденения, так как с ним связываются перспективы оруденения. Особенно спорными являются возраст медного оруденения Сомхето-Карабахской зоны (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан и др.) До сих пор нет единого мнения о возрасте оруденения в этой зоне, он варьирует в больших пределах, начиная со средней юры и до третичного периода.

Часть исследователей (И. Г. Магакьян, В. Н. Котляр, Э. А. Хачатурян [7, 8]; П. Ф. Сопко [10], Г. П. Багдасарян, Э. Г. Малхасян и др.) возраст промышленного оруденения вышеупомянутых месторождений определяет как среднюю юру и связывает процесс рудообразования с очагами среднеюрских (верхний байос) субвулканических тел альбитофиров.

Другие же исследователи (Б. С. Вартапетян [4], А. Т. Асланян [3], К. Н. Паффенгольц и др.) возраст оруденения считают более молодым и связывают с очагами интрузивных тел третичного периода.

Существует и третья точка зрения — Г. А. Казаряна [5], по которой оруденение связано с очагами интрузивов (Шнох-Кохбская, Чочканская) домелового возраста.

Наряду с этими взглядами существуют и другие точки зрения. Так, В. Б. Сейранян [9] оруденение связывает со среднеюрской эффузивной деятельностью, причем субвулканические тела альбитофиров считает пострудными образованиями.

В литературе часто упоминается о нахождении рудных галек в образованиях верхнеюрского возраста. Аналогичные гальки в последнее время на Шамлугском месторождении были найдены В. Б. Сейраняном. Однако детальное ознакомление с этими материалами показало, что эти гальки не являются сугубо рудными, а представляют собой гальки вторичных кварцитов со слабой пиритизацией. Наши наблюдения показали, что эти образования (вторичные кварциты) на Шамлугском месторождении на самом деле являются после-нижнебайосскими-доверхнебайосскими и никакого отношения к основному этапу оруденения не имеют. Такие гальки встречаются не только в туфоосадочных образованиях, но и в послекелловейских дайках диабазового порфирита в виде ксенолитов. О разрыве между образованием вторичных кварцитов и оруденением часто упоминается в работах А. Г. Казаряна [6].

В последние годы, при изучении геологии и структурных особенностей Шамлугского месторождения, автором обнаружены факты, под-

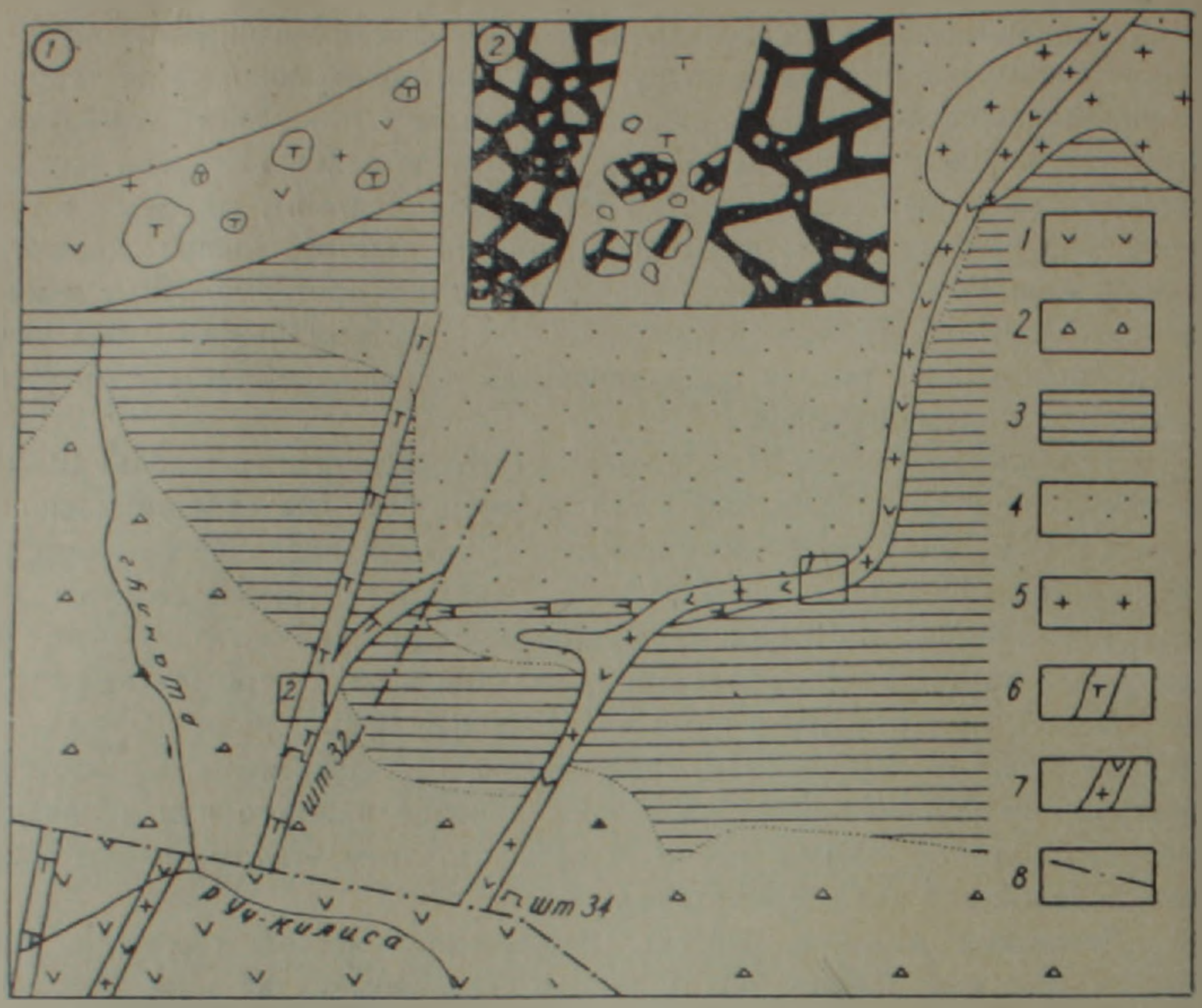
тверждающие мнение тех исследователей, которые промышленное оруденение связывают с очагами интрузивных тел, обнажающихся на территории Алавердского рудного района. При этом установлены также факты, которые дают основание утверждать, что до основного этапа оруденения существовал еще один этап (возможно, первый), во время которого рудовмещающие породы Шамлугского месторождения подверглись сильному раздроблению, окварцеванию и гидротермальному изменению. Однако этот этап раздробления и гидротермального изменения не сопровождался рудной минерализацией и ничего общего не имеет с основным этапом оруденения.

Так, в южной части Шамлугского месторождения, в пределах Шамлугского широтного разлома, в его висячем боку выделяется мощная (150—200 м) зона раздробленных пород, сцементированных яшмовидной массой. Последняя представлена кварцем с малым количеством серицита и карбоната и пропитана гидроокислами железа. О характере и дорудном возрасте этих образований сказано в отдельной статье [2].

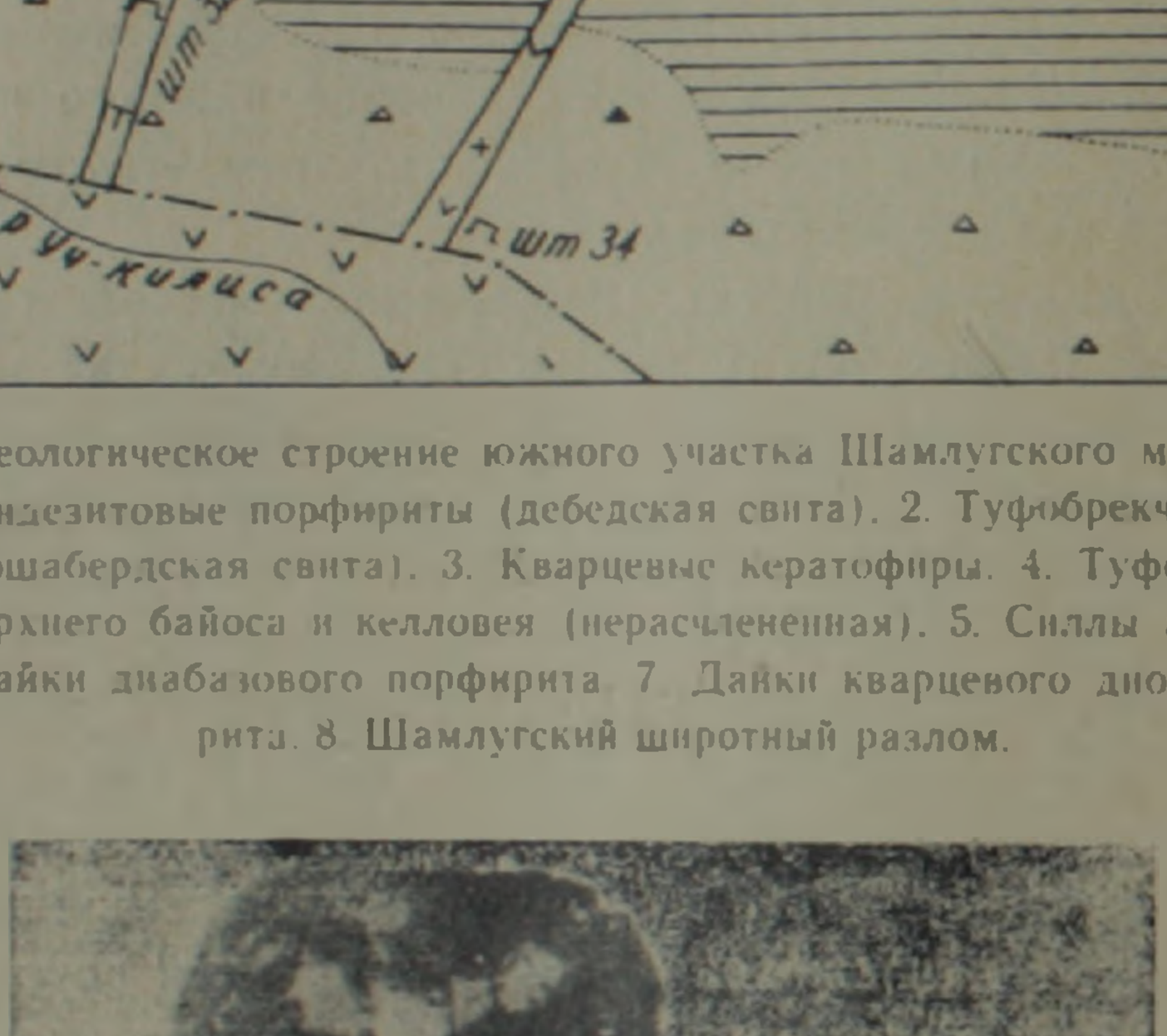
Факты, обнаруженные нами в последнее время, дают основание утверждать, что первый этап, выраженный в раздроблении и гидротермальном изменении пород, произошел в конце нижнего или в начале верхнего байоса. Точнее можно сказать, что этим этапом завершается нижнебайосский цикл[1] магматизма.

Детальное изучение участка Шамлугского месторождения и сопредельных ему районов показало, что вышеупомянутая зона раздробленных пород, пересекая все нижнебайосские образования, начиная от порфиритов дебедской свиты и кончая кварцевыми кератофирами, перекрывается верхнебайосскими известняками и песчанистыми известняками. Жилы и прожилки яшмовидных образований, которые встречаются во всех породах нижнего байоса Алавердского рудного района, отсутствуют как в образованиях верхнего байоса, так и в дайках и силлах альбитофиров, имеющих большое распространение в Алавердском районе, особенно на участке Шамлугского месторождения. Обломки этих раздробленных и сцементированных кварцем пород в виде ксенолитов обнаружены в дайке диабазового порфирита (фиг. 1). Южнее с. Шамлуг, к северу от устья шт. 32, на новой дороге Ахтала-Шамлуг обнажается дайка диабазового порфирита, которая пересекает раздробленные и сцементированные яшмой кварцевые кератофиры. Здесь в большом количестве обнаружены обломки вышеуказанных пород. Обломки эти имеют разную форму, а размеры их колеблются от микроскопических величин до 4—5 см в поперечнике (фиг. 2). Интересно отметить, что ксенолиты этих пород в дайке встречаются лишь в участках соприкосновения дайки с зоной раздробления, а в удалении от зоны к северу и к югу они отсутствуют. Последнее дает основание утверждать, что они не привносились дайкой из других частей месторожде-

[1] К нижнебайосскому циклу относятся андезитовые, андезито-дацитовые порфириты дебедской свиты, породы кошабердской свиты и кварцевые кератофиры Шамлугского месторождения [2].



Фиг. 1. Геологическое строение южного участка Шамлугского месторождения. 1. Андезитовые порфириты (дебедская свита). 2. Туфобрекчии порфиритов (кошабердская свита). 3. Кварцевые кератофиры. 4. Туфоосадочная толща верхнего байоса и келловея (нерасчлененная). 5. Силлы альбитофиров 6. Дайки диабазового порфирита 7. Дайки кварцевого диорит-порфирита. 8. Шамлугский широтный разлом.



Фиг. 2. Контакт ксенолита диабазового порфирита с дайкой кварцевого диорит-порфирита Штуф 1/2 нат. велич.

ния, а попали в дайку во время ее внедрения непосредственно из этого участка. Вышесказанное дает основание с достаточной точностью утверждать, что еще до формирования верхнебайосских и келловейских образований и до внедрения даек разного состава, в Шамлугском месторождении были тектонические подвижки, в результате которых породы сильно раздробились, сцементировались яшмовидной массой, гидротермально слабо изменились.

Приуроченность вышеописанной зоны к Шамлугскому широтному разлому дает основание сказать, что Шамлугский разлом начал формироваться в конце нижнего байоса, и подвижки по нему происходили неоднократно. Дроблением и окварцеванием в это время завершается первый этап гидротермального изменения пород Шамлугского месторождения.

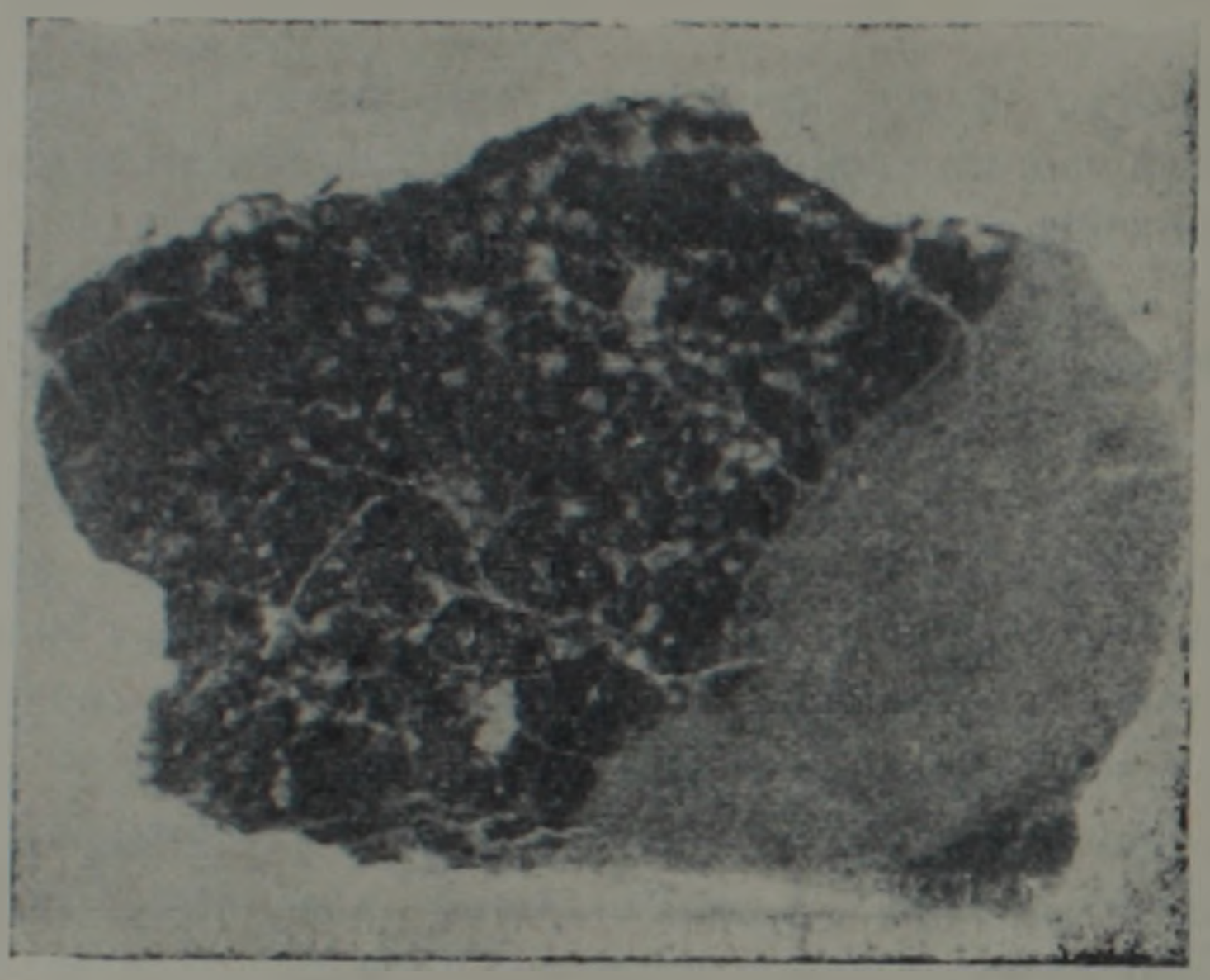
Основной этап оруденения и гидротермального изменения пород начинается после формирования верхнебайосских и келловейских образований и внедрения даек различного состава. Последнее обосновывается тем, что дайки Шамлугского месторождения, прорывающие келловейские породы, являются дорудными, на чем более подробно остановимся ниже.

Возраст основного этапа оруденения точно датировать невозможно, так как дорудные дайки, прорывая келловейские образования, не перекрываются более молодыми образованиями. Таким образом, нижний возрастной предел оруденения датируется как после-верхнеюрский, а верхний возрастной предел остается открытым.

Следует отметить, что на Шамлугском месторождении есть дайки трех составов и возрастов. Самыми ранними являются дайки альбитофиров, за ними следуют дайки диабазового порфирита, а самыми молодыми являются дайки кварцевого диорит-порфирита. О более молодом возрасте кварцевых диорит-порфиритов в Алавердском рудном районе ранее отмечено Г. А. Казаряном [5]. Это мнение подтверждается и нашими исследованиями. Так, на южной окраине с. Шамлуг, на левом берегу р. Уч-Килиса, дайки диабазового порфирита прорывают келловейские туфопесчаники, а сами, в свою очередь, прорываются и смещаются дайкой кварцевого диорит-порфирита (фиг. 1). Несколько восточнее, на этом же участке, в дайке кварцевого диорит-порфирита в большом количестве обнаружены обломки диабазового порфирита в виде ксенолитов (фиг 3) (размеры ксенолитов колеблются от 1—2 см до 40—50 см в поперечнике). На правом берегу р. Хараба северное продолжение дайки кварцевого диорит-порфирита прорывает силлу альбитофира. Таким образом, более молодой возраст дайки кварцевого диорит-порфирита не вызывает сомнения. Остается выяснить относительный возраст даек по отношению к оруденению. До последнего времени большое внимание уделялось вопросу взаимоотношения диабазовых даек и оруденения. Однако после того, как установлен более молодой возраст даек кварцевых диорит-порфиритов, внимание исследователей необходимо направить на выяснение вопроса взаимоотношения даек

кварцевых диорит-порфиритов и оруденения. Г. А. Казарян [5] считает, что дайки кварцевых диорит-порфиритов дорудные, так как они гидротермально изменены. Изучение аналогичной дайки в горных выработках и на поверхности Шамлугского месторождения позволило установить ряд приведенных ниже фактов, подтверждающих мнение Г. А. Казаряна.

Установлено, что дайка кварцевого диорит-порфирита в южной части Шамлугского месторождения пересекается Шамлугским широтным разломом, с которым связано основное промышленное оруденение месторождения. При этом горизонтальное смещение дайки разломом сос-



Фиг. 3. Ксенолиты тектонических брекчий в дайке диабазового порфирита.
Штуф 1/2 нат. велич.

тавляет примерно 140—150 м. Следует отметить, что послерудные подвижки вдоль Шамлугского разлома колеблются в пределах 0,1—2,0 м, а такие большие амплитуды устанавливаются лишь в предрудный этап формирования месторождения [2]. Кроме того, предрудность дайки кварцевого диорит-порфирита доказывается и другими фактами:

а. Дайка в висячем боку Шамлугского широтного разлома, как и все породы месторождения, более интенсивно изменена, чем в лежачем боку, что свидетельствует о связи гидротермального изменения дайки с разломом.

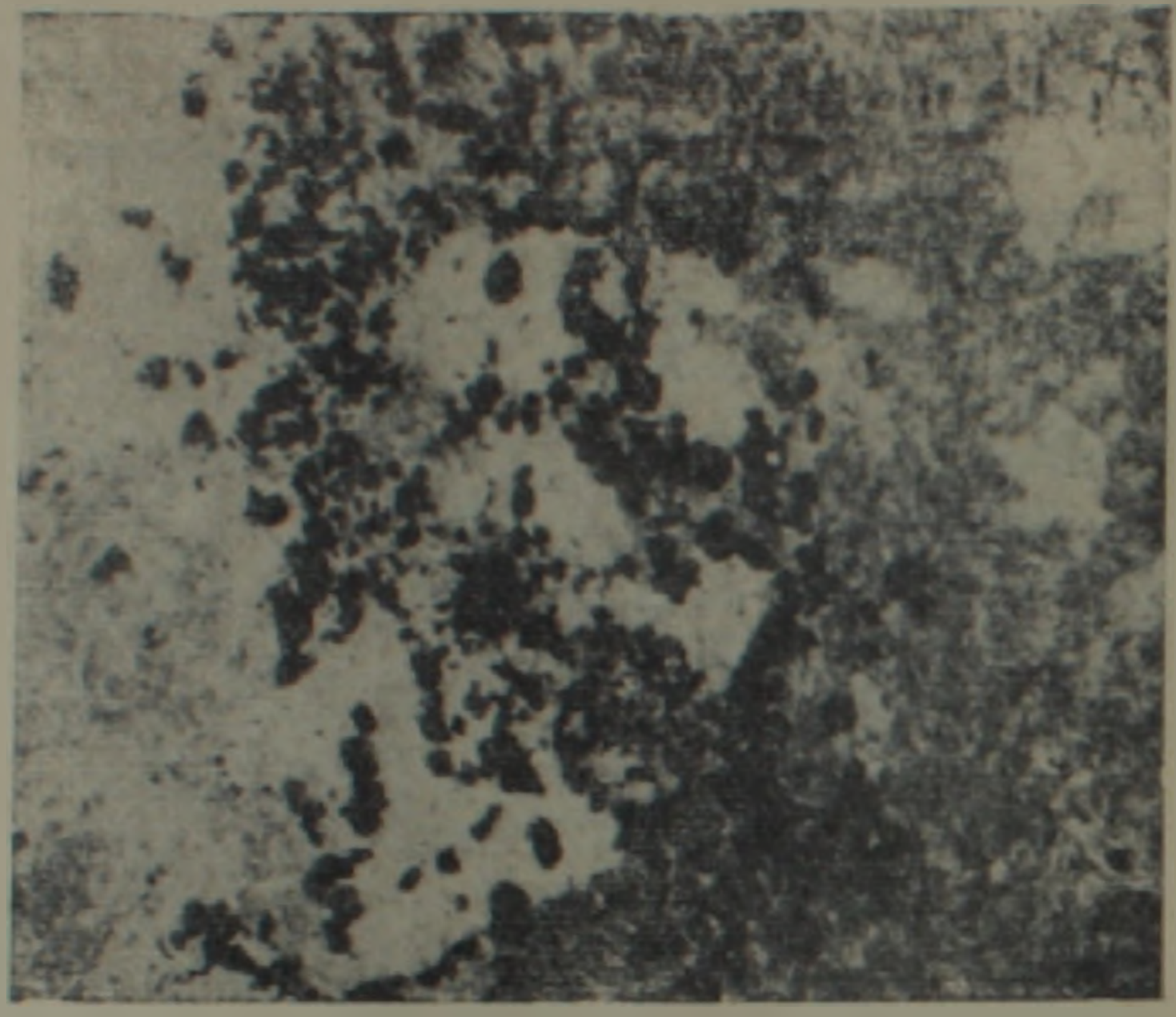
б. На территории Шамлугского месторождения та же дайка часто пересекается и смещается тектоническими нарушениями широтного простирания с небольшой амплитудой смещения (до 10 м), где она более интенсивно изменена. Большей частью это явление наблюдается в шамлугской разломной зоне, в частности, на левом берегу р. Уч-Килиса, на новой дороге Шамлуг—Ахтала.

Эта же дайка нами изучена во многих частях месторождения в подземных выработках. На горизонте—140, штр. 1410, в районе жилы 14 в висячем боку дайка гидротермально сильно изменена, окварцована, серицитизирована, карбонатизирована и несет оруденение, а во многих ее частях рудные минералы в виде отдельных тонких прожилков мощностью до 2 см прорывают эндоконтактовую часть дайки (фиг. 4).

Фиг. 4. Пересечение дайки кварцевого диорит-порфирита халькопиритовым прожилком. Штуф 1/2 нат. велич.

Аналогичная картина наблюдается в штреке 1307, где эндоконтактовые зоны дайки несут оруденение пирита, халькопирита и сфалерита. Интересная картина наблюдается в штр. 95 (шт. 32 гор.—90), где жила 1, постепенно уменьшаясь в мощности по направлению к дайке, выклинивается на расстоянии 10—15 м от дайки, после чего жила 1 представлена в виде зон, составленных из нескольких маломощных жил, иногда прорывающих дайку. Интересно, что явление это наблюдается и в висячем, и в лежачем боку. В результате гидротермального изменения дайка имеет зональное строение. Обе эндоконтактовые зоны мощностью до 1 м гидротермально интенсивно изменены. В этой зоне встречаются многочисленные прожилки халькопирита и барита мощностью от 2—3 мм до 1 см. Эта зона наиболее интенсивно изменена и превращена почти в кварц-серицитовую массу. Лишь в отдельных частях ее сохраняется первоначальная структура породы (фиг. 5). Далее к центру дайки мощностью до 0,5 м порода менее изменена и рудные прожилки встречаются редко, однако наблюдается густая вкрапленность рудных минералов. Далее устанавливается еще одна зона мощностью до 0,5 м, где порода имеет бурую окраску, сравнительно слабо изменена и вкрапленники рудных минералов устанавливаются лишь под микроскопом. Центральная часть дайки весьма слабо изменена, редко встречаются тонкие прожилки барита. Вышеизложенное дает основание утверждать, что дайка кварцевого диорит-порфирита является дорудным образованием.

Несмотря на то, что дайки кварцевого диорит-порфирита являются дорудными, однако на территории месторождения нигде не встречаются тела и жилы, насквозь пересекающие дайки как кварцевых диорит-порфиритов, так и диабазов и альбитофиров. Последнее нами объясняется следующим образом.



Фиг. 5. Пересечение дайки кварцевого диорит-порфирита рудным прожилком. Шлиф. увелич. 9

1. По всей вероятности, большую роль играли физико-механические свойства даек, как наиболее трудно поддающихся трещинообразованию.

2. До внедрения даек, как уже было сказано выше, рудовмещающие породы месторождения подверглись раздроблению и гидротермальному изменению, т. е. они были подготовленными к рудным процессам. Последнее говорит о том, что во вмещающих породах уже были готовые трещины, которые в дайках отсутствовали. Поэтому в начальные стадии рудного этапа готовые трещины во вмещающих породах вновь открылись, и в них осаждалась руда в виде жил, в дайках же только начали закладываться трещины, где образовались маломощные рудные прожилки. Лишь в последних стадиях (карбонатная, гипсовая) рудного этапа начались образовываться более или менее мощные трещины, которые заполнялись карбонатом.

Вышеизложенное дает основание сделать следующие основные выводы.

II. Приуроченность раздробленной, цементированной яшмовидной массы зоны к Шамлугскому широтному разлому дает основание утверждать, что Шамлугский разлом начал формироваться в конце нижнего байоса, т. е. одновременно с формированием Алавердской антиклинали. Формирование Шамлугского широтного разлома сопровож-

далось перемещением блоков не только в вертикальном направлении, но и в горизонтальном, где горизонтальная амплитуда смещения составляет, примерно, 140—150 м.

2. Самыми молодыми породами Шамлугского месторождения являются дорудные дайки кварцевого диорит-порфирита, прорывающие туфоосадочную толщу келловея, т. е. нижний возрастной предел основного этапа оруденения устанавливается как послекелловейский.

3. Шамлугское месторождение меди формировалось несколькими этапами (минимум—два):

а. Посленижнебайосский этап, во время которого рудовмещающие породы месторождения сильно раздробились, сцементировались кварцевой массой и гидротермально сравнительно слабо изменились (окварцевание, серицитизация и карбонатизация). Этот этап не сопровождался рудными процессами.

б. Послекелловейский этап. Этот этап характеризуется интенсивными тектоническими подвижками, во время которых происходило накопление основного промышленного оруденения Шамлугского месторождения.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.X.1970

Ա. Զ. ԱՂԹՈՒՆՅԱՆ

ՇԱՄԼՈՒՂԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԷՏԱՊՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՍԱԿԸ

Ամփոփում

Շամլուղի հանքավայրի երկրաբանության և կառուցվածքի ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս նշելու, որ Շամլուղի հանքավայրում ամենաերիտասարդ գոյացումները քվարցային դիորիտ-պորֆիրիտային կազմի դայկաներն են։

Խիստ բեկորատված և յաշմանման նյութով ցեմենտացված ապարների գոտան հարում է Շամլուղի խախտմանը, հետևաբար այն սկսել է ձևավորվել ստորին բայոսի վերջում, այսինքն Ալավերդու անտիկլինալի ձևավորման հետ միաժամանակ։

Շամլուղի խախտման ձևավորումը ուղեկցվել է ոչ միայն տարբեր բլոկների ուղղաձիգ տեղաշարժով, այլ և հորիզոնական, որտեղ բլոկների խախտման ամպլիտուդան կազմում է մոտ 140-150 մ։

Քվարցային դիորիտ-պորֆիրիտային դայկաները, որոնք պատռում են կելովեյի գոյացումները, մինչհանքային են, հետևաբար հանքայնացման հասակի ստորին սահմանը ետկելովեյան է։

Շամլուղի հանքավայրը կազմավորվել է երկու էտապում. 1) ետստորին բայոսյան էտապում հանքավայրի ապարները բեկորատվել, ցեմենտացվել են քվարցային նյութով և ենթարկվել հիդրոթերմալ թույլ փոփոխման, այս էտապում հանքայնացումը բացակայում է։ 2) ետկելովեյան էտապը բնորոշ-

վում է տեկտոնական ուժեղ շարժումներով և հանքանյութերի հիմնական զանգվածների կուտակմամբ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алтунян А. З.* Вопросы стратиграфии района Шамлугского месторождения и перспективы оруденения. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. № 1, 1970.
2. *Алтунян А. З.* К вопросу о структуре Шамлугского медного месторождения. Изв АН Арм. ССР. Науки о Земле. № 4, 1969.
3. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат». Ереван, 1958.
4. *Вартапетян Б. С.* Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965
5. *Казарян Г. А.* Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и географ наук, № 6. 1959.
6. *Казарян А. Г.* Об околорудных измененных породах Ахтальского барито-полиметаллического месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып 2. Ереван, 1963.
7. *Магакьян И. Г.* Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. № 4. 1966.
8. *Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А.* Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., 1965.
9. *Сейранян В. Б.* О рудных обломках в породах кровли Шамлугского медноколчеданного месторождения (Северная Армения) Изв. высш. учебных зав. «Геология и разведка», № 9. 1970.
10. *Сопко П. Ф.* Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР. Ереван. 1961.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 51—59, 1971

УДК 550.422

Ш. О. АМИРЯН, Г. А. ТУНЯН

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУД ТЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тейское месторождение золото-сульфидных руд входит в Айгедзор-Личквазское рудное поле и составляет один генетический ряд с известными медно-молибденовыми, молибденовыми и полиметаллическими месторождениями, которые генетически связаны с верхнетретичным интрузивным магматизмом.

Район Тейского месторожления сложен интрузивными образованиями Мегринского плутона и прорванными ими порфиритами, сохранившимися в виде обособленных останцев в различных участках рудного поля. Описанные породы рассекаются жилами диорит-порфирита, гранодиорит-порфирита, керсантита и аплита.

Слагающие месторождение породы в значительной степени изменены: окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и альбитизированы. Наиболее интенсивные изменения пород наблюдаются вдоль зон брекчирования и рассланцевания северо-восточного простирания. Нахождение рудных жил и вкрапленной минерализации в зонах гидротермального изменения свидетельствует о прямой связи рудной минерализации с процессами предрудного гидротермального метаморфизма пород. Предрудный этап гидротермального изменения пород выражен эпидотизацией, альбитизацией, окварцеванием и пиритизацией, нередко имеющих площадное развитие. К гидротермальным изменениям относятся также небольшие прожилки стеллерита, обнаруженные К. А. Карамяном [2].

Несмотря на то, что Тейское месторождение с Айгедзорским и Личквазским составляет один генетический ряд, все же оно отличается от последних минеральным составом и геохимическими особенностями руд, что дает основание образование Тейского месторождения связывать с более поздними периодами развития магматизма и металлогении района.

Если преобладающими парагенезисами минералов на Личквазском месторождении являются кварц-пиритовая (с небольшими примесями халькопирита, сфалерита и галенита) и кварц-карбонат-полиметаллическая, а на Айгедзорском — медно-молибденовая, то на Тейском месторождении к отмеченным ассоциациям прибавляется также кварц-карбонат (анкерит)—арсенопиритовая (с небольшими примесями пирита, сфалерита, халькопирита и галенита). При этом молибденовая минерализация здесь имеет резко подчиненное значение, а в пирит-халькопиритовых рудах халькопирит встречается наравне с пиритом или даже преобладает над пиритом. Кроме того, в отмеченной ассоциации, на

Тейском месторождении были определены [1] довольно часто встречающиеся выделения висмутовых минералов (висмутина, козалита и редко тетрадимита и теллуровисмутита), в связи с чем в этих рудах наблюдается довольно высокое содержание висмута.

Если промышленная концентрация золота и серебра на Личквазском месторождении связана в основном с полиметаллическими рудами, то на Тейском — кроме полиметаллических руд, она связана также с кварц-анкерит-арсенопиритовым типом руд.

Наблюдения над рудными телами и анализ возрастных взаимоотношений рудных жил различного минерального состава и их геохимических особенностей показывают, что как на других золоторудных месторождениях, так и здесь рудообразование происходило в результате нескольких стадий минерализации. Продукты этих стадий отличаются друг от друга минеральным составом, приуроченностью к самостоятельным трещинным структурам и геохимическими особенностями.

В кварцевую стадию происходит вынос кварца из вмещающих пород, который совместно с привнесенным гидротермальными растворами кремнеземом образует небольшие жилы и прожилки в зонах брекчирования и смятия пород. В кварцевых жилах нередко встречаются небольшие включения рудных минералов — пирита, халькопирита, сфалерита и редко галенита и молибденита. Возможно, они образовались наложением следующих порций гидротермальных растворов. В таких жилах концентрация рудных элементов составляет сотые и тысячные доли процента.

В пирит-халькопиритовую стадию образуются прожилки и жилы северо-восточного простирания, а также зоны вкрапленной минерализации. В составе пирит-халькопиритовых руд участвуют пирит, халькопирит (преобладающие), галенит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, висмутин, козалит, тетрадимит, теллуровисмутит, виттихенит, золото, пирротин, кварц, кальцит и анкерит.

В таблице 1 приводятся средние содержания главных рудообразующих элементов в минералах, концентратах и рудах пирит-халькопиритовой стадии.

Данные, приведенные в этой и следующих таблицах получены с учетом распределения элементов по определенным спектральным баллам в процентах по формуле:

$$C_m^e = \frac{\sum a \cdot n}{100} \%_0 \text{ или развернуто}$$

$$C_m^e = \frac{a_{0,003} \cdot n_{0,0003} + a_{0,001} \cdot n_{0,001} + a_{0,003} \cdot n_{0,003} + \cdots}{100} \%_0,$$

где C_m^e — среднее спектральное содержание элемента (е) в данной пробе, n — частота встречаемости элемента в определенных спектральных баллах в процентах (к сожалению, частоты здесь не приводятся, вследствие ограниченной возможности журнала), a — спектральные баллы.

Таблица 1

Среднее содержание элементов в рудах, концентратах и минералах пирит-халькопиритовой стадии минерализации по полуколичественным спектральным анализам

Наименование продуктов	Количество проб	Элементы												Элементы, г/т	
		Mo	Cu	Pb	Sb	As	Zn	Bi	Cd	Se	Te	Ga	Ge	Au	Ag
Пирит-халькопиритовая руда	11	0,013	3,96	0,61	0,015	0.062	1.45	0,09	0.013	0,0012	0.0029	0,0023	0,001	1,82	300,4
Пирит-халькопиритовый концентрат	8	0,012	5.12	0,97	0,024	0,24	3,28	0,14	0,023	0,0061	0,0044	0,001	0,00015	3,75	348.0
Пирит	9	—	1,19	0,13	0,01	0,10	0,370	0.066	0,0023	0,0025	0,0048	0,0007		6,7	90,0
Халькопирит	5	—	10	0,21	0,08	0.24	1,24	0,15	0,008	0,0042	0,0016	0,00066	0,00006	12	340
Сфалерит	4	—	6,5	4,75	0,98	1,82	10	0.06	1,0	0,0004	0.0002	0,00065		55	1575

1. Данные для Se и Te по химическим анализам. Для остальных редких и рассеянных элементов данные химических анализов близки с данными спектральных анализов.

Таблица 2

Среднее содержание элементов в продуктах полиметаллической стадии минерализации по полуколичественным спектральным анализам

Наименование продуктов	Количество проб	Элементы %												Элементы, г/т	
		Mo	Cu	Pb	Sb	Bi	As	Zn	Cd	Ga	Ge	Se	Te	Au	Ag
Полиметаллическая руда	9	0,025	5,47	7,38	0.24	0,06	0,37	8,82	0,35	0,0013	0,00002	0,00172	0,0012	110	1914
Полиметаллический концентрат	6	0,0005	5,59	9,41	0,74	0,11	0,78	>10	0,42	0.0003		0.0043	0,00412	562,8	10
Пирит	5		2,46	0,62	0,186	0,052	0,46	1,39	0,013	0,0003		0,0048	0,0038	66	130
Халькопирит	2		>10	1,00	0,45	0,01	0,48	~10	0,03	0,0003		0,0016	не обн.	20	1000
Сфалерит	7		3,19	2,57	0,42	0,016	1,88	>10	1,00	0,0007		0,0017	0,0012	72,8	370,8
Галенит	6		1,516	10	0,35	0,243	0,32	9,40	0,0535	0,00005		0,0063	0,0017	21,6	1006,6
Блеклая руда	3		>10	6,5	10	0,047	>10	~10	0,617	0,0013	0,00067			20,3	23300

Σ, — сумма всех средних значений спектральных баллов.

Из таблицы 1 видно, что пирит-халькопиритовые руды характеризуются высоким и повышенным содержанием меди, цинка, железа, молибдена, свинца, сурьмы, мышьяка, серебра и висмута.

Повышенное содержание висмута и серебра, как и остальных элементов, обусловлено нахождением в рудах собственных минералов и минералов концентраторов. Золото в этом типе руд находится в виде редких включений, чем и обусловлена его низкая концентрация. По 10 пробирным анализам содержание золота в пирит-халькопиритовых рудах составляет 2,05 *г/т*, а серебра—74,34 *г/т*. Золото-серебряное отношение в отмеченном типе руд (по пробирным анализам) довольно низкое и составляет 1:36, что является результатом слишком низкого содержания золота. Концентрация золота возрастает в следующих стадиях рудного процесса, поэтому золото-серебряное отношение (Au:Ag) повышается в полиметаллических рудах до 1:6. Концентрация золота в этих рудах по сравнению с пирит-халькопиритовыми возрастает в 33 раза, а серебра — 5,5 раз. В арсенопиритовых рудах золото-серебряное отношение имеет более высокое значение (Au:Ag=1:1,5), чем в полиметаллических, что связано с сохранением концентрации золота и понижением серебра почти в четыре раза по сравнению с полиметаллическими рудами. В среднем, золото-серебряное отношение для всех типов руд, по данным опробования двух горизонтов, составляет 1:8.

Содержание селена в пирит-халькопиритовом типе руд составляет 12—17 *г/т*, теллура—26—32 *г/т*. Содержание галлия, германия и индия в них низкое и колеблется в пределах 1—3 *г/т*. Из редких элементов только кадмий характеризуется несколько повышенным содержанием, что составляет 70—80 *г/т*.

Пирит-халькопиритовые руды характеризуются высоким содержанием висмута. По химическим анализам оно составляет 250—270 *г/т*, а по спектральным анализам еще больше — 900 *г/т*. Высокие содержания висмута обусловлены наличием висмутовых минералов. Концентрация отмеченных элементов несколько повышается в пирит-халькопиритовом концентрате и мономинеральных пробах, при этом селен в основном связан с халькопиритом и пиритом как преобладающими сульфидами, а теллур кроме них, также — с тетрадимитом и теллуровисмутитом, которые в виде микроскопических выделений встречаются в полях пирита и халькопирита, в ассоциации висмутина и козалита. Галлий, германий, индий и кадмий в основном связаны со сфалеритом, халькопиритом и менее—с пиритом. Обогащенность сульфидов висмутом обусловлена приуроченностью висмутовых минералов к их агрегатам. Таким образом, форма проявления селена, галлия, германия, индия и кадмия изоморфная, а висмута, теллура и серебра кроме того—минеральная. Золото представлено только в виде самородных частиц.

Пирит-халькопиритовые руды представляют практический интерес для меди, висмута, кадмия и серебра, а совместно с другими типами руд, также для золота.

В полиметаллическую стадию минерализации образуются основные промышленные жилы месторождения. Жилы имеют четковидный характер и прослеживаются на несколько сот метров по простиранию и на глубину. Жилы находятся в зонах смятия и брекчирования пород.

Полиметаллические руды сложены главным образом кварцем, кальцитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, галенитом и золотом. В редких случаях вдоль кварцевых и полиметаллических жил наблюдаются тонкие примазки молибденита.

В таблице 2 приводится характер распределения рудогенных элементов в минералах, концентратах и рудах полиметаллической стадии минерализации. Из приведенных в таблице данных следует, что в этом минеральном типе руд высокими и повышенными концентрациями представлены железо, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, золото и серебро, которые образуют собственные минералы. Остальные же элементы образуют примесь в главных рудных и жильных минералах.

Полиметаллические руды по содержанию благородных и редких элементов несколько отличаются от других типов руд. По пробирным анализам семи проб, содержание золота в полиметаллических рудах составляет 65,95 *г/т*, а серебра — 412,7 *г/т*. Основная часть золота в них представлена самородными тонкодисперсными частицами, а серебро представлено в главных рудообразующих минералах, где оно образует довольно высокие концентрации. В теннантите и тетраэдрите концентрация серебра по спектральным анализам составляет 23 *кг/т*, в галените и халькопирите более одного *кг/т*.

По содержанию серебра (в сторону повышения) главные минералы полиметаллических руд располагаются в такой ряд: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и блеклые руды. Интересно отметить, что приведенный ряд соответствует последовательности выделения перечисленных в нем минералов, т. е. концентрация серебра повышается по мере понижения температуры растворов Отмеченная закономерность с некоторыми исключениями характерна для всех рудоносных стадий и всего рудного процесса в целом.

В распределении золота в минералах определенную роль играют количественное проявление минералов, время их выделения из растворов и физико-химические овойства. Золото из растворов выделялось после всех сульфидов, в виде самородных частиц и накладывалось на все ранее выделенные минералы. Следовательно, в тех минералах, которые преобладают в рудах, больше будет осаждаться частиц золота, тем самым повышая в них общую концентрацию. Возможно, в осаждении золота из растворов некоторую роль играли механические и химические свойства сульфидов. Как видно из таблиц, в рудах и концентратах больше золота, чем в минералах, что объясняется нахождением золота в рудах в самородной и свободной форме

Общей закономерностью для золота является тяготение его к сред-

ним и поздним рудным стадиям рудного процесса, а в них — к концу каждой отдельной стадии.

Полиметаллические руды отличаются от других также по содержанию редких и рассеянных элементов. В этом типе руд содержание висмута несколько ниже, чем в пирит-халькопиритовом. Это связано с тем, что висмутовые минералы встречаются только в последнем типе руд. По сравнению же с арсенопиритовыми рудами, полиметаллические содержат больше висмута, так как основные концентраторы висмута (галенит, пирит, блеклые руды и др.) в больших количествах присутствуют в этом типе руд.

В полиметаллических рудах, в связи с преобладанием в них сфалерита — основного концентратора кадмия, индия и галлия, по сравнению с другими типами, наблюдаются более высокие содержания отмеченных элементов. При этом в светлых разностях сфалерита, по сравнению с темными, наблюдается высокое содержание кадмия и ртути и низкое — галлия, индия и железа. В коричневых и красноватых разностях выше концентрация индия, олова и галлия, а в темных — железа, марганца, меди, мышьяка и свинца.

Концентрации селена и теллура в описанных рудах имеют такие же величины, как и в пирит-халькопиритовых, несмотря на то, что в последних были встречены небольшие выделения тетрадимита и теллуровисмутита. Среди минералов полиметаллических руд повышенные содержания селена и теллура установлены в пирите (48,3 *г/т* и 38 *г/т* соответственно), а за ним следуют галенит (62,5 *г/т*, 417 *г/т*), сфалерит (16,6 *г/т* и 12 *г/т*) и халькопирит (16 *г/т* и не обн.). В полиметаллическом концентрате содержание селена и теллура составляет около 30 *г/т*.

Таким образом, по содержанию редких и благородных элементов полиметаллический тип руд представляет наибольшую ценность.

Пирит-халькопиритовые и полиметаллические руды замещаются и цементируются агрегатами низкотемпературного арсенопирита и анкерита, которые совместно с золотом и небольшими скоплениями мелкозернистого халькопирита, галенита, пирита и сфалерита образуют прожилки, жилы и гнезда в тех же зонах, в каких находятся пирит-халькопиритовые и полиметаллические жилы. Описанная ассоциация минералов является продуктом кварц-карбонат-арсенопиритовой стадии минерализации, которая отличается от других минеральным составом, приуроченностью к самостоятельным трещинам и геохимическими особенностями (табл. 3).

По содержанию благородных элементов арсенопиритовые руды являются вторым промышленным типом. По пробирным анализам (5 проб) в арсенопиритовых рудах определено: золото—63,4 *г/т*, серебро— 97,8 *г/т*. Концентрация серебра в арсенопиритовых рудах по сравнению с полиметаллическими понижается в несколько раз, что вызвано слабым распространением в этих рудах основных носителей серебра — блеклых руд, галенита и халькопирита. В преобладающем минерале стадии— арсенопирите, содержание серебра составляет 300 *г/т*. По данным спек-

Таблица 3

Среднее содержание элементов в продуктах полиметаллической стадии минерализации по полуколичественным спектральным анализам

Наименование продуктов	Количество проб	Элементы %												Элементы, г/т	
		Mo	Cu	Pb	Sb	Bi	As	Zn	C	Ga	Ge	Se	Te	Au	Ag
Арсенопиритовая руда	4	0,0035	1,58	0,76	0,087	0,043	9,13	4,075	0,033	0,002	0,00008	0,0008	0,0019	130	288
Арсенопиритовый концентрат	5	0,001	1,13	0,94	0,41	0,148	>10	2,28	0,104	0,0011	0,00009	0,0032	0,0034	306	313
Арсенопирит	6		1,20	1,01	0,109	0,113	>10	3,24	0,223	0,001	—	0,0033	0,011	933	312
Пирит	3		0,443	0,098	0,003	0,020	0,77	0,23		0,0004	—	—	—	6,7	76
Халькопирит	1		>10	0,3	0,3	0,01	0,3	0,65	0,01	0,0003	—	не обн.	не обн.	—	300
Сфалерит	1		3	<3	0,1	0,1	3	>10	1	0,0003	—	—	—	10	650
Галенит	1		0,3	>10	0,1	0,65	0,65	~10	0,03	—	—	—	—	20	1000

трального анализа, сульфиды этой стадии бедны также золотом. Самое высокое значение (993 *г/т*) содержания золота по шести анализам наблюдается у арсенопирита, что связано с широким распространением последнего и близко одновременным выделением их из раствора. Помимо этого в осаждении золота из гидротермальных растворов минералы мышьяка по сравнению с другими (в силу своих химических свойств) наделены более сильными осаждающими свойствами. По мере последовательности выделения минералов в них повышается концентрация золота, как это следует из таблицы 3. Аналогичная закономерность наблюдается также для серебра.

Висмут в арсенопиритовых рудах также характеризуется высокой концентрацией (до 140 *г/т*). В среднем в них содержится 100 *г/т* висмута. Обогащенность руд висмутом является особой геохимической чертой магматизма, с которым генетически связано оруденение.

Арсенопиритовые руды бедны селеном и теллуром. Их содержание соответственно составляет 5—10 *г/т* и 16—40 *г/т* (по 6 анализам). Содержание галлия и германия в них составляет 1—2 *г/т*, индия—3—5 *г/т*, а кадмия — 160 *г/т*. Как видно, арсенопиритовые руды представляют интерес по содержанию золота, серебра, висмута и кадмия.

В заключение следует отметить, что руды Тейского месторождения золото-сульфидных руд характеризуются высокими и повышенными концентрациями железа, меди, цинка, свинца, мышьяка, сурьмы, висмута, золота, серебра, селена и теллура.

Концентрация железа, меди и цинка высокая во всех типах руд, особенно в полиметаллических. Свинец дает высокие содержания в рудах полиметаллической стадии минерализации, в остальных наблюдается повышенное содержание свинца. Концентрация сурьмы повышается в продуктах полиметаллической стадии, а мышьяка — арсенопиритовой.

Благородные элементы с промышленной концентрацией проявляются в рудах, концентратах и минералах полиметаллической и арсенопиритовой стадий минерализации, при этом в отдельных стадиях с понижением температуры образования минералов концентрация золота и особенно серебра повышается. Концентрация висмута от пирит-халькопиритовых руд к арсенопиритовым понижается. Высоким и повышенным содержанием кадмия характеризуются полиметаллические и пирит-халькопиритовые руды. Галлий и германий характеризуются почти одной и той же (пониженной) концентрацией во всех типах руд, что говорит скорее всего о связи этих элементов с нерудными минералами; сказанное подтверждается еще и тем, что в рудах, по сравнению с концентратами и минералами, больше галлия и германия. Селен и теллур повышенными концентрациями представлены в пирит-халькопиритовых и полиметаллических рудах.

Институт геологических наук АН Арм. ССР
Управление геологии СМ Арм. ССР

Поступила 12.XI.1969.

Ш. А. АМИРЯН, К. А. КАРАМЯН

ТЕЙСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Аннотация

Тейское рудное поле расположено в Алаверди-Ахтальской группе месторождений и связано с верхнеэоценовыми вулканогенными породами.

Рудные тела приурочены к зонам разломов, имеющих северо-западное простирание.

Выделяются следующие минеральные типы руд: кварц-пиритовый, кварц-халькопиритовый, кварц-сфалеритовый, кварц-арсенопиритовый и кварц-карбонатный.

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото, висмутин, самородный висмут, теллуровисмутит, арсенопирит, золото и теллуриды золота.

Главные минералы-спутники: кварц, серицит, кальцит, барит, родохрозит, гранат, эпидот, хлорит, турмалин, флюорит, рутил, лейкоксен, гематит, магнетит, гипергенные минералы: ковеллин, халькозин, борнит, гидроокислы железа, малахит, азурит, англезит, церуссит, самородная сера.

Текстуры руд: массивная, брекчиевая, прожилковая, вкрапленная, полосчатая, ритмичная, колломорфная, пористая, кокардовая, друзовая, пластинчатая, пойкилитовая, катакластическая, коррозионная, реакционная, замещения, эмульсионная, графическая, структуры распада твердого раствора.

Рудные минералы образуют 3 парагенетические ассоциации: пирит-халькопирит-сфалеритовую, пирит-халькопирит-висмутиновую, пирит-халькопирит-арсенопиритовую.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация развита в кварц-пиритовых, кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-висмутиновая ассоциация развита в кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-арсенопиритовая ассоциация развита в кварц-арсенопиритовых типах руд.

Рудные минералы отлагались в 3 стадии: ранняя, главная и поздняя.

Ранняя стадия характеризуется образованием кварц-пиритовых руд.

Главная стадия характеризуется образованием кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых, кварц-арсенопиритовых и кварц-карбонатных руд.

Поздняя стадия характеризуется образованием кварц-карбонатных руд.

Рудные минералы образуют 3 парагенетические ассоциации: пирит-халькопирит-сфалеритовую, пирит-халькопирит-висмутиновую, пирит-халькопирит-арсенопиритовую.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация развита в кварц-пиритовых, кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-висмутиновая ассоциация развита в кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-арсенопиритовая ассоциация развита в кварц-арсенопиритовых типах руд.

Рудные минералы отлагались в 3 стадии: ранняя, главная и поздняя.

Ранняя стадия характеризуется образованием кварц-пиритовых руд.

Главная стадия характеризуется образованием кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых, кварц-арсенопиритовых и кварц-карбонатных руд.

Поздняя стадия характеризуется образованием кварц-карбонатных руд.

Тейская рудная зона относится к Алаверди-Ахтальской группе месторождений и связана с верхнеэоценовыми вулканогенными породами.

Рудные тела приурочены к зонам разломов, имеющих северо-западное простирание.

Выделяются следующие минеральные типы руд: кварц-пиритовый, кварц-халькопиритовый, кварц-сфалеритовый, кварц-арсенопиритовый и кварц-карбонатный.

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото, висмутин, самородный висмут, теллуровисмутит, арсенопирит, золото и теллуриды золота.

Главные минералы-спутники: кварц, серицит, кальцит, барит, родохрозит, гранат, эпидот, хлорит, турмалин, флюорит, рутил, лейкоксен, гематит, магнетит, гипергенные минералы: ковеллин, халькозин, борнит, гидроокислы железа, малахит, азурит, англезит, церуссит, самородная сера.

Текстуры руд: массивная, брекчиевая, прожилковая, вкрапленная, полосчатая, ритмичная, колломорфная, пористая, кокардовая, друзовая, пластинчатая, пойкилитовая, катакластическая, коррозионная, реакционная, замещения, эмульсионная, графическая, структуры распада твердого раствора.

Рудные минералы образуют 3 парагенетические ассоциации: пирит-халькопирит-сфалеритовую, пирит-халькопирит-висмутиновую, пирит-халькопирит-арсенопиритовую.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация развита в кварц-пиритовых, кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-висмутиновая ассоциация развита в кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-арсенопиритовая ассоциация развита в кварц-арсенопиритовых типах руд.

Рудные минералы отлагались в 3 стадии: ранняя, главная и поздняя.

Ранняя стадия характеризуется образованием кварц-пиритовых руд.

Главная стадия характеризуется образованием кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых, кварц-арсенопиритовых и кварц-карбонатных руд.

Поздняя стадия характеризуется образованием кварц-карбонатных руд.

Аннотация

Тейская рудная зона относится к Алаверди-Ахтальской группе месторождений и связана с верхнеэоценовыми вулканогенными породами.

Рудные тела приурочены к зонам разломов, имеющих северо-западное простирание.

Выделяются следующие минеральные типы руд: кварц-пиритовый, кварц-халькопиритовый, кварц-сфалеритовый, кварц-арсенопиритовый и кварц-карбонатный.

Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, золото, висмутин, самородный висмут, теллуровисмутит, арсенопирит, золото и теллуриды золота.

Главные минералы-спутники: кварц, серицит, кальцит, барит, родохрозит, гранат, эпидот, хлорит, турмалин, флюорит, рутил, лейкоксен, гематит, магнетит, гипергенные минералы: ковеллин, халькозин, борнит, гидроокислы железа, малахит, азурит, англезит, церуссит, самородная сера.

Текстуры руд: массивная, брекчиевая, прожилковая, вкрапленная, полосчатая, ритмичная, колломорфная, пористая, кокардовая, друзовая, пластинчатая, пойкилитовая, катакластическая, коррозионная, реакционная, замещения, эмульсионная, графическая, структуры распада твердого раствора.

Рудные минералы образуют 3 парагенетические ассоциации: пирит-халькопирит-сфалеритовую, пирит-халькопирит-висмутиновую, пирит-халькопирит-арсенопиритовую.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая ассоциация развита в кварц-пиритовых, кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-висмутиновая ассоциация развита в кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых и кварц-карбонатных типах руд.

Пирит-халькопирит-арсенопиритовая ассоциация развита в кварц-арсенопиритовых типах руд.

Рудные минералы отлагались в 3 стадии: ранняя, главная и поздняя.

Ранняя стадия характеризуется образованием кварц-пиритовых руд.

Главная стадия характеризуется образованием кварц-халькопиритовых, кварц-сфалеритовых, кварц-арсенопиритовых и кварц-карбонатных руд.

Поздняя стадия характеризуется образованием кварц-карбонатных руд.

Թեյի հանքավայրը պատկանում է Ալավերդի-Ախթալայի հանքադաշտի սահմաններում և առաջացման պայմաններով կապված է վերին էոցենյան ինտրուզիվ մագմատիզմի հետ։

Հանքայնացման պրոցեսները ընթացել են մի շարք հաջորդական ստադիաներով՝ քվարց-պիրիտ-խալկոպիրիտային, պիրիտ-խալկոպիրիտային, քվարց-արսենոպիրիտային և քվարց-կարբոնատային։

Հանքամարմինները՝ երակները և երակիկացանային գոտիները հարում են ապարների բեկորատման գոտիներին, որտեղ հանք պարունակող ապարները ենթարկվել են հիդրոթերմալ փոփոխման։

Թեյի հանքանյութերը բնորոշվում են երկաթի, պղնձի, ցինկի, կապարի, մկնդեղի, ծարիրի, բիսմուտի, ոսկու, արծաթի, սելենի, և տելուրի բարձր պարունակությամբ։

Երկաթի, պղնձի և ցինկի կոնցենտրացիան բարձր է հանքանյութերի բոլոր միներալային տիպերում հատկապես՝ բազմամետաղայինում։ Կապարը և ծարիրը բարձր պարունակությամբ հանդես են գալիս բազմամետաղային, իսկ մկնդեղը արսենոպիրիտային հանքանյութերում։

Ակնիվ մետաղները արդյունաբերական կուտակումներ են առաջացնում բազմամետաղային և արսենոպիրիտային հանքանյութերում։ Առանձին ստադիաներում միներալների առաջացման ջերմաստիճանի նվազեցման հետ միասին ոսկու և արծաթի կոնցենտրացիան բարձրանում է։ Ոսկու և արծաթի հարաբերությունը ամբողջ հանքավայրի համար հավասար է՝ 1:8։ Ոսկու և արծաթի հարաբերության փոփոխությունը բարձր ջերմաստիճանային հանքանյութերից դեպի ցածր ջերմաստիճանայինները պայմանավորված է ոսկու պարունակության աճով։ Ոսկին հանքանյութերում ներկայացված է բնածին ոսկու միկրոսկոպիկ, չափազանց մանր հատիկների ձևով։

Բիսմուտի պարունակությունը պիրիտ-խալկոպիրիտային հանքանյութերից դեպի արսենոպիրիտայինը նվազում է. կադմիումի բարձր պարունակությամբ են բնորոշվում բազմամետաղային և պիրիտ-խալկոպիրիտային հանքանյութերը։ Գալիումը և գերմանիումը բոլոր հանքանյութերում էլ բնորոշվում են նույն պարունակությամբ, որը խոսում է նրանց կապի մասին ոչ հանքային միներալների հետ։ Սելենով և տելուրով հարուստ են պիրիտ-խալկոպիրիտային և բազմամետաղային հանքանյութերը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амирян Ш. О.* Некоторые новые данные по минералогии и геохимии руд Личкваского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. № 6. 1966.
2. *Карамян К. А.* Стеллерит из Тейского золото-полиметаллического месторождения. Докл. АН Арм. ССР. т. XLV. № 1. 1967.
3. *Фирсов Л. В.* К вопросу о методике обработки данных количественного спектрального анализа минералов и горных пород. Тр. ВНИИ-1. Геология. т. XIV. 1959.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 5. 60—65. 1971

УДК 550.837.7

Г. О. ГАЗАРЯН

ОБ УЧЕТЕ ИСКАЖАЮЩИХ ФАКТОРОВ В ПОДЗЕМНОМ ВАРИАНТЕ МЕТОДА СДВ-РАДИОКИП

В последнее время нами проведено успешное опробование подземного варианта метода СДВ-радиокип на ряде месторождений Армении [1, 2]. Для повышения качества интерпретации получаемых этим методом материалов важное значение имеет учет искажающих факторов, наблюдаемых в подземных выработках.

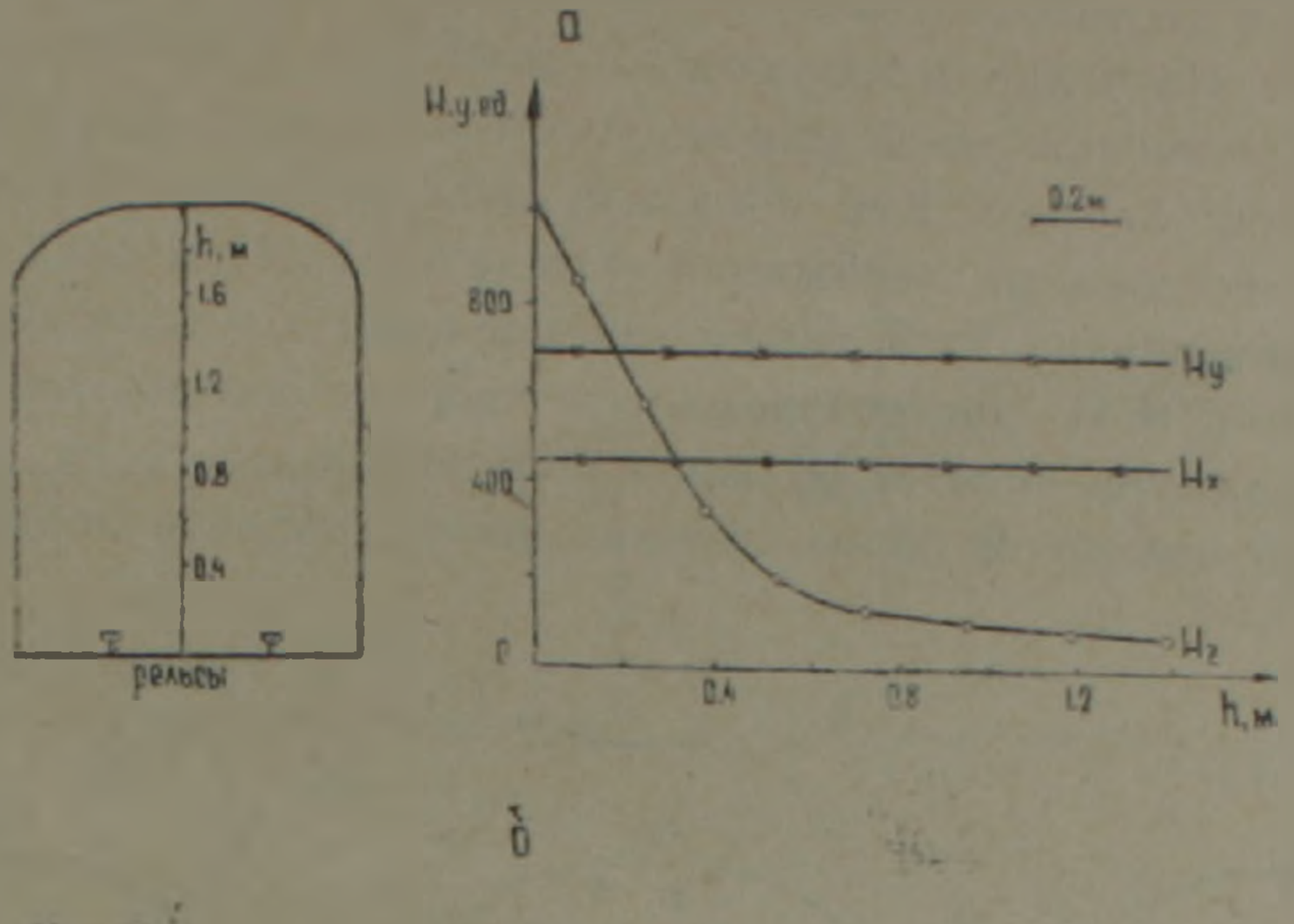
Изучение этого вопроса проводилось непосредственно в подземных выработках с аппаратурой конструкции ЦНИГРИ [5], позволяющей измерять напряженность электромагнитных полей сверхдлинноволновых (СДВ) радиостанций в диапазоне частот 10—30 кгц.

Идеальным условием для геофизических наблюдений в подземных выработках является полное отсутствие искусственных проводников. В этом случае волноводные свойства выработок обычного сечения (2 м × 2 м) начинают сказываться лишь с частот 30—50 мгц [6]. Как показали наши исследования, поле СДВ в каждой точке сечения выработки, лишенной искусственных проводников, имеет одно и то же значение.

Как известно, в методе радиоволнового просвечивания наибольшее искажение вносят незаземленные линии — троллей, провода и др., наименьшее — рельсы, которые обычно хорошо заземлены по всей выработке [3, 4]. Металлические трубопроводы в этом отношении занимают промежуточное положение. Иная картина наблюдается при измерении поля СДВ в подземных выработках, в которых имеются различные искусственные проводники.

Результаты исследований искажающего влияния рельсовых путей на поле СДВ приведены на фиг. 1. Здесь изучалось поле СДВ по сечению выработки вдоль вертикали, перпендикулярной к подошве выработки. Напряженность поля измерялась через каждые 0,1 м. Наибольшее искажение вносят рельсы, находящиеся во влажной подошве (фиг. 1, *а*, *б*). Вблизи рельсов отмечаются высокие значения вертикальной составляющей магнитного поля H_z. По мере удаления от рельсов их влияние ослабевает и на высоте 1,2—1,4 м от подошвы выработки наблюдается нормальное поле H_z. На горизонтальные составляющие магнитного поля H_x и H_y рельсы существенного влияния не оказывают. При сухой подошве выработки наибольшее искажающее влияние рельсов сказывается только на поле H_z до высоты 0,5 м, а на высоте 0,5—1,0 м уже отмечается нормальное поле.

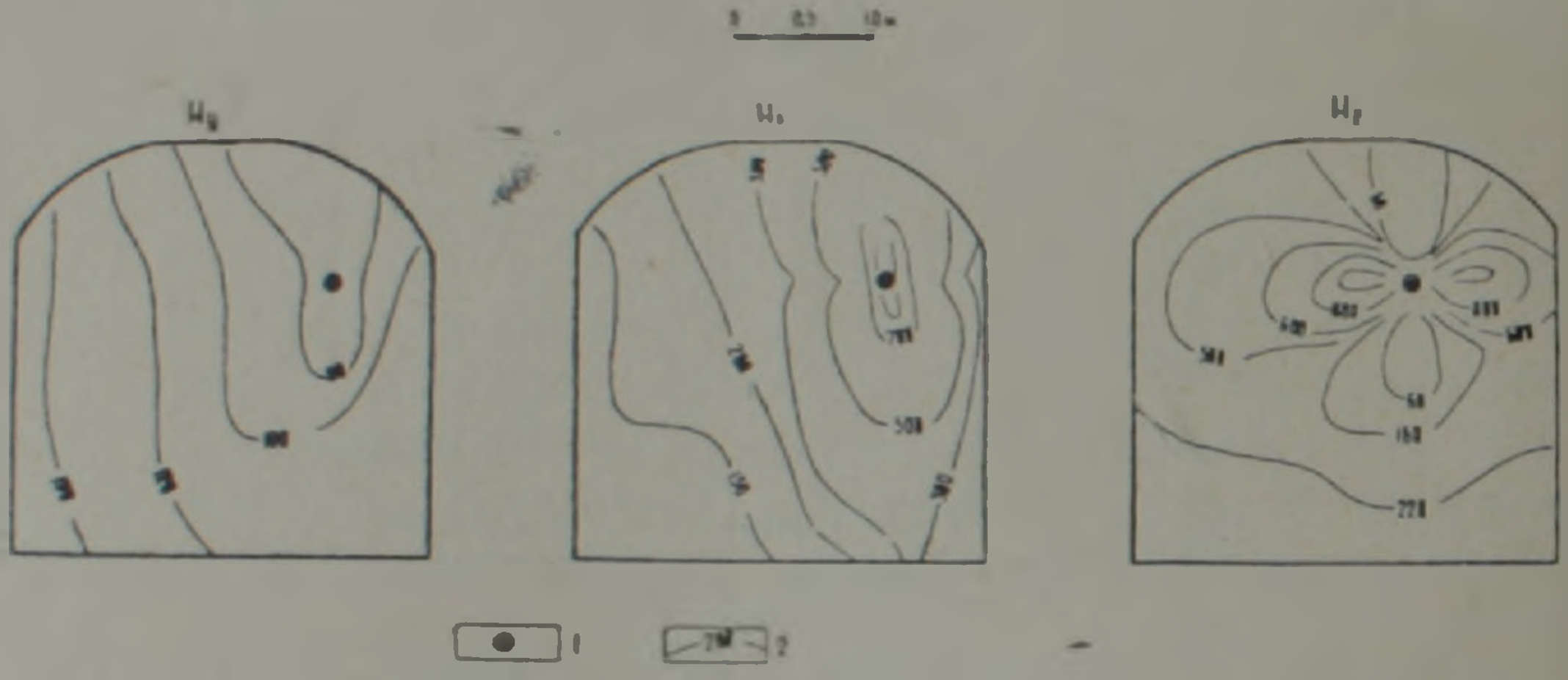
С целью изучения характера распределения электромагнитного поля, вдоль выработки на разных высотах на участках с рельсами и без рельсов проводились соответствующие измерения поля H_z, результаты которых приведены на фиг. 1 (*в*). Над рельсами на высоте 0,25



Фиг. 1. Результаты исследований влияния рельсовых путей на радиополе СДВ. Частота 16 кгц. *а*—графики напряженности поля $H_д$, H_y и H_z по сечению выработки; *б*—графики напряженности поля H_z на высотах 0,25; 0,5 и 1,2 м от подошвы выработки; *в*—графики напряженности поля H_z, полученные на участках выработки с рельсами и без рельсов 1—рельсы

и 0,5 м, наблюдается повышенное значение поля H_z, а за пределами рельсов — нормальное поле, совпадающее по своему значению с полем H_z, снятым на высоте 1,2 м.

Если искажающее влияние троллея на частотах радиоволнового просвечивания достаточно заметно, то в методе СДВ-радиокип оно несущественно. Изучение искажающего влияния троллея проводилось при расположении приемной рамочной антенны аппаратуры на различном расстоянии от него. Как показали исследования, троллей вообще не вносит существенных искажений в поле СДВ. При этих исследованиях троллей имитировался также заземленным и незаземленным проводом марки ГПСМ, растягиваемым по центру выработки на высоте 1,5 м. По выработке поле СДВ изучалось до и после установки искусственного проводника. В обоих случаях оно оставалось неизменным.

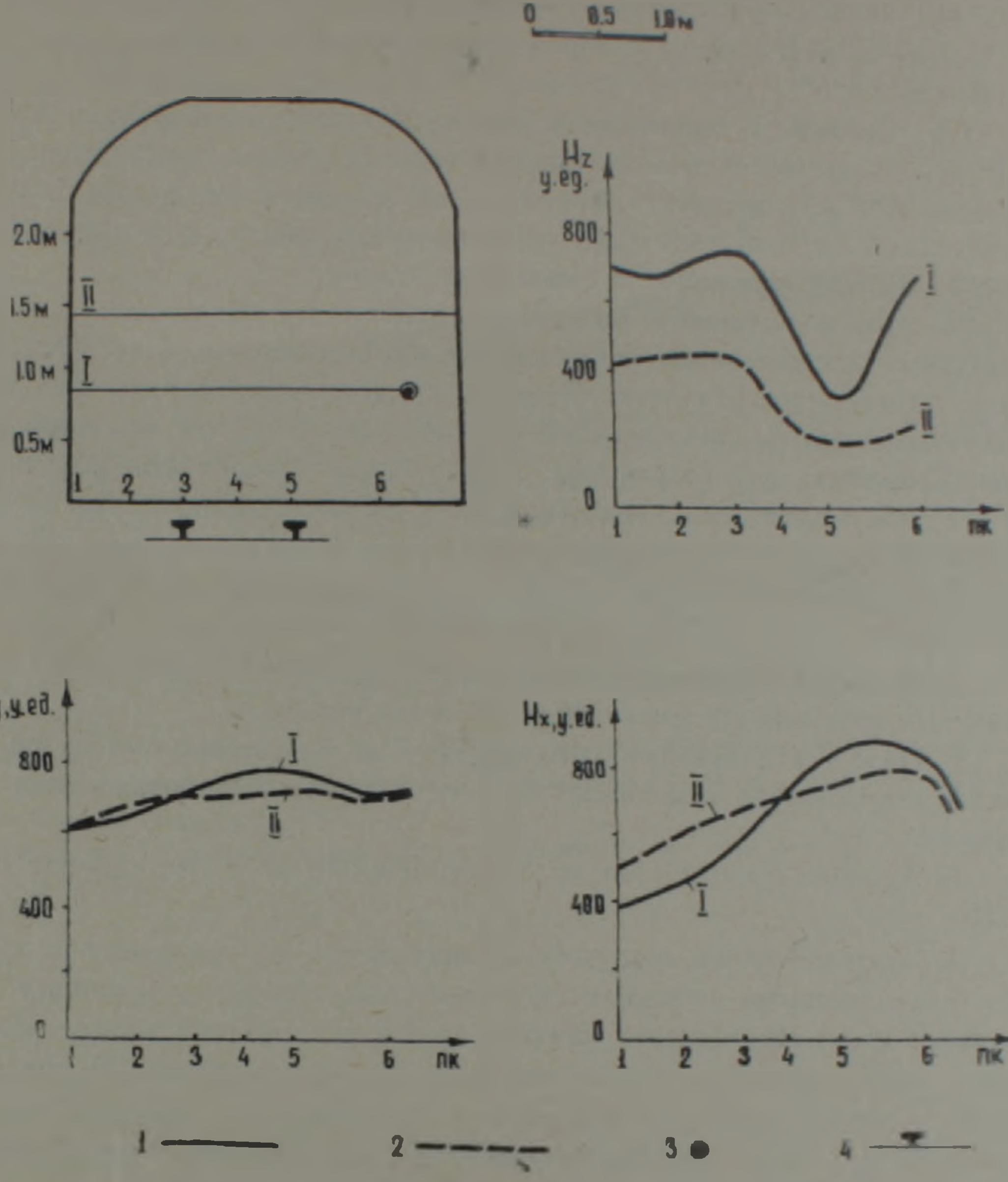


Фиг. 2. Диаграмма изолиний H_x, H_y и H_z в сечении выработки с металлической воздухопроводной трубой. Частота 16 кгц. 1—труба; 2—изолинии H.

Наибольшее искажение в поле СДВ вносят металлические воздухопроводные трубы. Результатом этих выводов явилось изучение поля СДВ вокруг трубы, находящейся в различных местах сечения выработки.

При измерении горизонтальной составляющей H_x (плоскость приемной рамки параллельна стенкам выработки) над трубой и под ней наблюдается максимальное значение напряженности поля (фиг. 2), вызванное тем обстоятельством, что магнитные силовые линии над трубой и под ней направлены горизонтально и пересекают плоскость рамки. Если же рамка расположена обоку от трубы, где магнитные силовые линии скользят вдоль плоскости рамки, наводки будут наименьшими. При измерении вертикальной составляющей магнитного поля H_z наблюдается противоположная картина. Нормальное поле при этих двух рассмотренных случаях отмечается у противоположной стены выработки. Как видно из фиг. 2, наименьшее искажение поля СДВ сказы-

вается на составляющую H_y (плоскость приемной рамки перпендикулярна к стенкам выработки).



Фиг. 3. Графики радиополя СДВ (H_x, H_y и H_z), полученные в подземной выработке по двум профилям (I и II), расположенным на разных высотах от подошвы выработки. Частота 16 кгц. 1—графики по профилю I; 2—графики по профилю II; 3—воздухопроводная металлическая труба; 4—рельсы.

На фиг. 3 приведены графики составляющих магнитного поля H_x, H_y и H_z по двум профилям I и II, расположенным на различных высотах от подошвы выработки. Профиль I проходит на уровне трубы на высоте 0,9 м от подошвы выработки, а профиль II — на 0,6 м выше трубы. В выработке, кроме воздухопроводной трубы, были проложены также рельсы. При измерении магнитного поля H_z искажающее влияние трубы и рельсов начинает сказываться уже с пк. 3. В этом случае наиболее благоприятной областью измерения вертикальной составляющей H_z является место у дальней стены выработки (пк 1.5—2,0)

Искажающее влияние трубы и рельсов больше сказывается на горизонтальную составляющую H_x, чем на H_y. Но и в этом случае, как это видно приведенных кривых H_x и H_y, более нормальной областью является место у той же стены выработки, что и для составляющей H_z.

При наличии в выработке всех искусственных проводников вместе магнитное поле имеет более сложный характер, чем в присутствии этих проводников в отдельности. Поэтому для каждого конкретного случая необходимо изучить поле СДВ по сечению выработки с целью выбора места, соответствующего нормальному полю.

Из вышеизложенного материала следует, что исключение влияния отдельных искусственных проводников на нормальное поле представляется достаточно сложным. Поэтому следует использовать материал, получаемый при различных условиях наблюдений на том или ином участке. Сравнивая эти результаты, можно оценить вероятные искажения за счет искусственных проводников хотя бы качественно и, тем самым, облегчить выделение аномалий геологического происхождения.

Основные выводы по учету искажающих факторов в подземном варианте метода СДВ-радиокип сводятся к следующему:

1) Поле СДВ в каждой точке сечения выработки, лишенной искусственных проводников, имеет одно и то же значение.

2) Поле СДВ, начиная с высоты 1,2—1,4 м от рельсовых путей, является нормальным независимо от того подошва выработки сухая или влажная.

3) Троллей практически не вносит искажений в нормальное поле СДВ.

4) Металлическая воздухопроводная труба, по сравнению с другими искусственными проводниками, наибольшим образом искажает нормальное поле. Наименьшее влияние трубы сказывается на составляющую H_y, вектор которой направлен вдоль выработки. В связи с этим, в случае наличия искусственных проводников, измерение составляющей H_y более предпочтительно, так как при этом составляющая H_y лучше фиксирует аномальное поле от линейно вытянутого проводящего объекта, простирание которого перпендикулярно к направлению выработки.

Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Арм. ССР

Поступило 18.II.1971

Գ. Հ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ԳԵՐԵՐԿԱՐ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ՌԱԴԻՈԿԻՊ ՄԵԹՈԴԻ ԸՆԴԴԵՏՆՅԱ ՏԱՐԲԵՐԱԿԻ ԿԻՐԱՌՄԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿ ԱՂԱՎԱՂՈՂ ԳՈՐԾՈՆՆԵՐԻ ՀԱՇՎԱՌՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում է արհեստական հաղորդիչների (ռելսերի, տրոլեյների, օդատար խողովակների) ազդեցության հաշվառման հնարավորու-

թյունը գերերկար ալիքների ռադիոդաշտի վրա ռադիոկիպ մեթոդի ընդգետնյա տարբերակով աշխատելիս։

Փորձարարական ուսումնասիրությունները կատարված են անմիջապես լեռնային փորվածքներում արհեստական հաղորդիչների առկայությամբ։ Ուսումնասիրությունները հանգում են հետևյալ եզրակացությունների. մեծ ազավաղող ազդեցություն մագնիսական դաշտի վրա գործում են ջրատար մետաղյա խողովակները, իսկ ավելի փոքր ազդեցություն՝ ռելսերը և տրոլեյները։ Օդատար խողովակների առկայության դեպքում պարզված են մագնիսական դաշտի հորիզոնական բաղադրիչի չափման նպատակահարմարությունը, որի վեկտորը ուղղված է փորվածքին զուգահեռ։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Газарян Г. О.* Результаты опробования сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
2. *Газарян Г. О.* Опыт применения сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в подземных условиях. Вопросы разв. геоф., вып. 7. Шахтно-рудничная геофизика, «Недра», Л., 1968.
3. *Грачев А. А.* Некоторые результаты изучения искажающего влияния искусственных проводников при шахтном радиоволновом просвечивании. Разв. геоф., вып. 13, «Недра» М., 1966.
4. *Даев Д. С.* Помехи при радиоволновом просвечивании и борьба с ними. Бюлл. НТИ МГиОН СССР, № 5 (17), Госгеолтехиздат, 1958.
5. *Ограновский Н. А., Рогачев Б. В., Седельников Э. С.* Полевая аппаратура для измерения напряженности радиополя в диапазоне 10—30 кгц. Геофиз. аппаратура, вып. 39, «Недра», Л., 1969.
6. *Тархов А. Г.* Волноводные свойства горных выработок. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 4, 1955.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле. 5. 66—74. 1971

УДК 551.4 (479)

Л. Н. ЗОГРАБЯН, Ф. С. ГЕВОРКЯН

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МОРФОСТРУКТУРЫ КАВКАЗА

Накопившиеся в последнее время геологические и геоморфологические данные указывают на то, что морфометрические показатели рельефа — гипсометрия, глубина и густота расчленения, уклоны, базисные поверхности, продольные профили рек и др. — тесно связаны с морфологическим, а также геологическим строением и общим ходом развития земной коры.

Исходя из этого, для изучения морфоструктуры, важное значение приобретает также морфометрический анализ рельефа, особенно для такой сложнопостроенной и обширной территории, какой является Кавказский перешеек[1], включающий в себя Предкавказские низменности, Большой Кавказ или собственно Кавказ, Колхидскую и Куринскую низменности и северо-восточную часть Армянского нагорья.

Суммарным результатом всех рельефообразующих процессов (эндогенных и экзогенных) является гипсометрия современного рельефа, являющаяся наиболее простым, но объективным морфометрическим показателем.

Надо отметить, что гипсометрия складчато-глыбовых гор обычно складывается неотектоническими движениями, которые на Кавказе и Армянском нагорье являются дифференцированными. В пределах отдельных блоков земной коры они выражены неодинаковой степенью интенсивности и разными амплитудами. Это создает характерные для молодых гор уровни рельефа разной высоты. При образовании же гипсометрии неовулканического рельефа наряду с неотектоническими движениями участвует также лавовая и туфовая аккумуляция. Однако, их мощность невелика (всего в несколько сот метров), поэтому главные гипсометрические уровни в этом рельефе также выражают гипсометрию подлавового рельефа.

Гипсометрии Кавказского перешейка свойственно чередование (с севера на юг) четырех крупных областей с разными предельными и характерными уровнями высот. Северным является Предкавказье с характерными — 50—150 м и предельными — 28 и 222 м гипсометрическими уровнями. Исключением является Ставропольская возвышенность, высотой до 832 м (г. Стрижамен), расположенная на полосе Транскавказского «сквозного» поднятия.

---

[1] Кавказским перешейком мы считаем обширную территорию, расположенную между Черным, Азовским и Каспийским морями от Кума-Маныча до государственной границы СССР с Турцией и Ираном. В этих пределах он занимает площадь в 412.350 кв. км, по Н. А. Гвоздецкому [6] — 440.000 кв. км.

Южнее простирается Большой Кавказ, достигающий 5633 м высоты, где одинаковые высотные уровни занимают разные площади на его северном и южном склонах. На склоне, обращенном к северу, их больше, чем на противоположном склоне. Это объясняется моноклинальным строением Большого Кавказа, в частности, его юго-восточного блока, с крутыми южными и пологими северными бортами.

На Большом Кавказе предельными являются гипсометрические уровни, расположенные на 200 и 5633 м высотах, а характерными — 1500 и 2500 м. Для его центральной части последние превышают 1000 м (2500—3500 м), являясь самыми высокими в пределах всего Кавказа.

Третья область — Закавказские низменности, отличается соответственно 0 и 50 м характерными и 28 и 200 м предельными гипсометрическими уровнями, а для Куринской низменности характерными являются уровни до 0 м.

Таблица 1

Распределение территории Кавказа по высоте

По определенным высотам			По орографическим зонам		
Высота в м над уровнем моря	Площадь км²	% ко всей территории Кавказа	Площадь, км²	% ко всей территории Кавказа	Наименование зон
Ниже 0	27940	6,78	164440	39,88	Низменности
0—100	86250	20,91			
100—200	50250	12,19			
200—500	64810	15,72	64810	15,72	Предгорные возвышенности и плато
500—1000	50690	15,25	83520	20,27	Низкие горы
1000—1500	32830	8,02			
1500—2000	36730	8,91	73280	17,78	Средневысотные горы
2000—2500	26050	6,32			
2500—2800	10500	2,55			
2800—3000	6850	1,60	25370	6,14	Высокие горы
3000—3500	10990	2,62			
3500—4000	7530	1,92			
4000—4500	650	0,11	930	0,21	Высочайшие горы
4500—5000	200	0,08			
5000—5500	70	0,02			
Выше 5500					
Итого:	412350	100	412350	100	

Южная крупная гипсометрическая область — это северо-восточная часть Армянского нагорья. Она, наподобие Большого Кавказа, характеризуется значительными амплитудами высот, но отличается от него более окромными размерами орографических элементов и их высот, а также прерывистым и замкнутым характером более высоких гипсометрических уровней. На данной территории встречаются также крупные межгорные котловины на разных гипсометрических уровнях

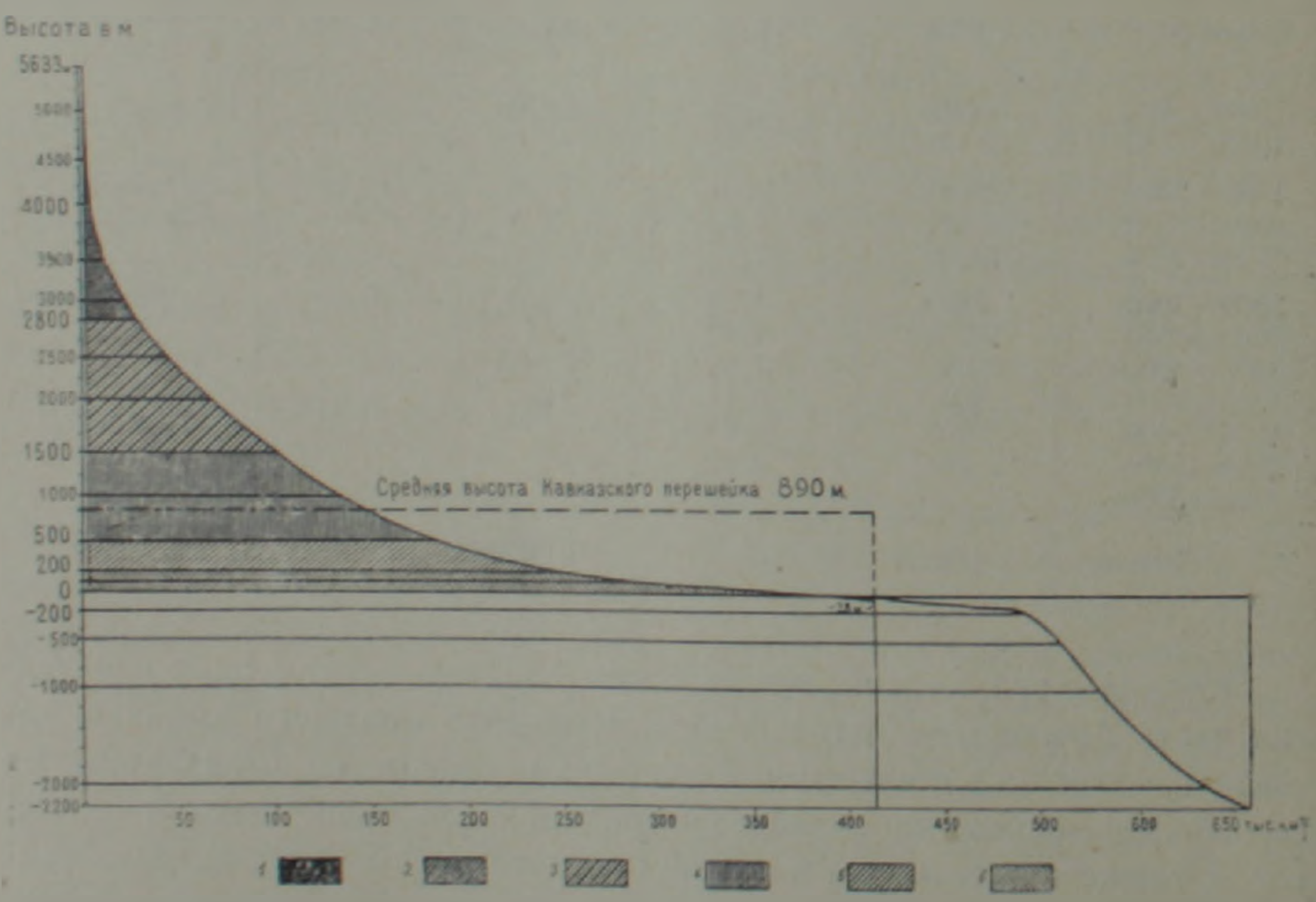
(от 700 до 2000 м). Здесь предельные высотные уровни имеют 4090 и 300 м, а характерные уровни — 1000—2000 м.

Наши подсчеты показали (табл. 1), что 44,40% территории Кавказа расположено выше 500 м; 32,15% — выше 1000 м; 15,22% — выше 2000 м; 4,7% — 3000 м и лишь 0,21% — выше 4000 м.

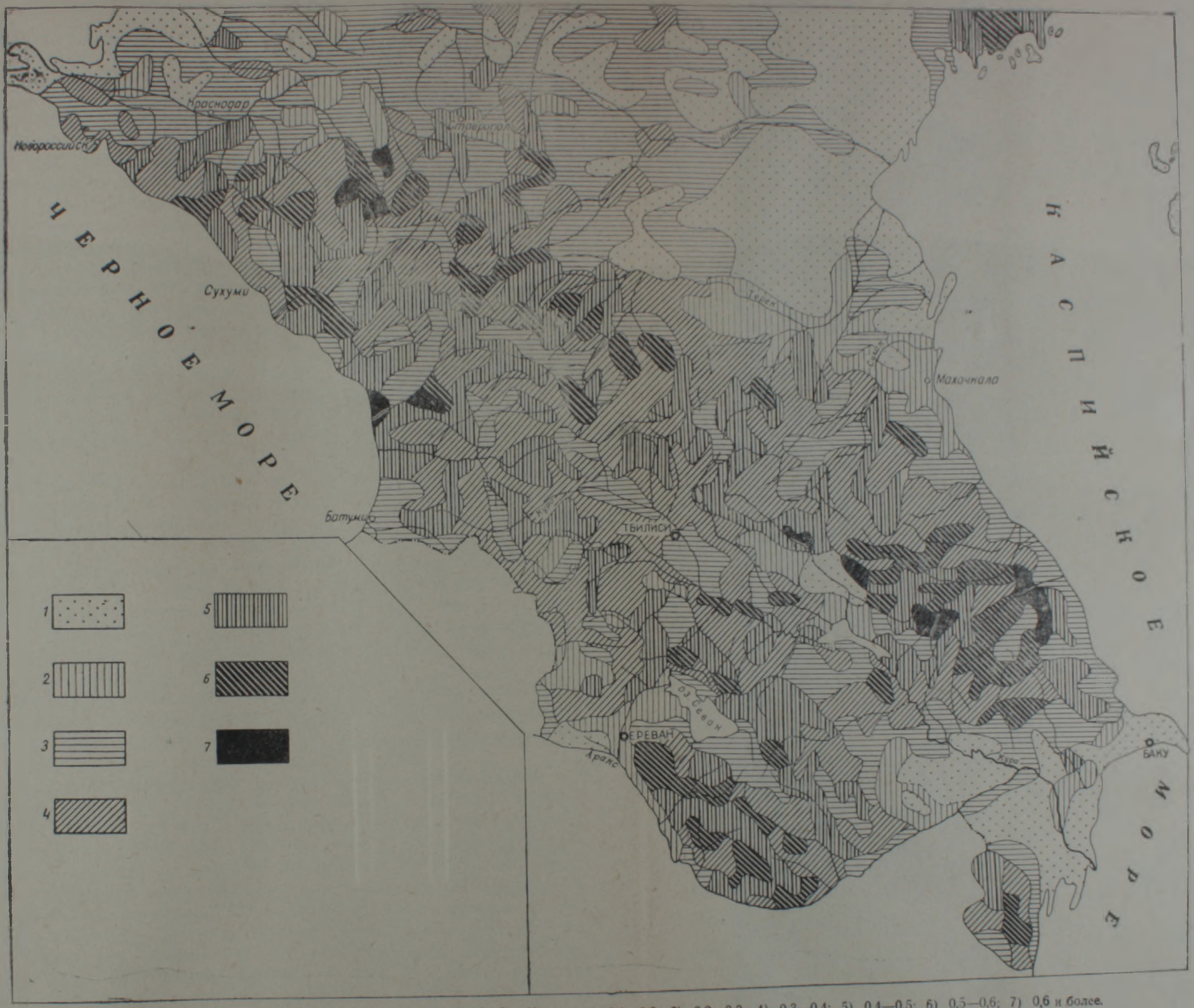
Составленная нами гипсографическая кривая Кавказского перешейка (фиг. 1) дала возможность определить его среднюю высоту, которая составляет 890 м, при общей амплитуде высот 5663 м.

Горизонтальное расчленение Кавказского перешейка разнообразно в связи с пестротой геологической структуры и неравномерным распределением атмосферных осадков на его территории. Как и следовало ожидать, горизонтальное расчленение максимально на складчато-глыбовых семиаридных горах и минимально — в низменностях. Это хорошо видно и на карте густоты речной сети (фиг. 2).

По данным Г. К. Габриеляна [3], Ф. С. Геворкяна [13] и Р. Х. Пириева, а также по составленной нами карте, наибольшая густота долинной сети (от 0,8 до 1,2 км/км²) наблюдается в горных районах Большого и Малого Кавказа, Приараксинской области хребтов с семигумидной и семиаридной морфоскульптурой, наименьшая (от 0 до 0,1 км/км²) — в Кура-Араксинской низменности, Араратской, Ширакской, Лорийской межгорных равнинах, на плато Джейранчоле, на вулканических плато и на Апшеронском полуострове, а также в ряде районов Терско-Кумской и Азово-Кубанской низменностей.



Фиг. 1. Гипсографическая кривая Кавказа. 1. Высочайшие горы. 2. Высокие горы. 3. Среднегорные горы. 4. Низкие горы. 5. Возвышенности.



Фиг. 2. Схематическая карта густоты расчленения Кавказа (км/км²). 1) 0,1; 2) 0,1—0,2; 3) 0,2—0,3; 4) 0,3—0,4; 5) 0,4—0,5; 6) 0,5—0,6; 7) 0,6 и более.

Горизонтальная расчлененность меньше в вулканическом рельефе, что объясняется молодостью рельефа и сильной фильтрационной способностью слагающих его пород.

Глубина речной сети больше отражает характер неотектонических движений, чем другие морфометрические признаки. Большая глубина эрозионного расчленения является признаком интенсивных неотектонических движений положительного знака, что свойственно для высоких гор. Она незначительна в тектонически опускающихся крупных котловинах с мощной аккумуляцией.

На Кавказском перешейке наибольшая глубинная эрозия наблюдается в высокогорной зоне обоих склонов Большого Кавказа (фиг. 3), а также небольшими фрагментами — в Приараксинской области хребтов. На Большом Кавказе преобладают глубины эрозионного вреза больше 1000 м, а в советском секторе Армянского нагорья — от 400 до 1000 м. Это еще раз доказывает более интенсивное воздымание Большого Кавказа в четвертичное время, чем северо-восточной части Армянского нагорья. В районах вулканического рельефа наибольшая глубина расчленения наблюдается в высокогорной части, где в ледниковых цирках и трогах она достигает 400—500 м и больше [4]. Долины небольшой глубины (до 50—60 м) развивались на лавовых и туфовых плато.

Морфометрический анализ горных территорий показывает, что наиболее глубокой является долина флювиального происхождения (исключение составляет большинство вулканических щитовидных массивов), при этом в среднем течении долины глубже. Поэтому расчлененность большой глубины свойственна высокогорному (частично также среднегорному) поясу на Большом Кавказе и среднегорному поясу — на Армянском нагорье. Глубина в долинах уменьшается по обоим направлениям течения. Уклоны поверхности отражают особенности морфоструктуры и характер расчленения. Они имеют прямое отношение к густоте и глубине эрозионного расчленения.

Карты уклонов Армянской ССР [5, 2] и Азербайджанской ССР (по Р. Х. Пириеву) показывают, что наибольшие уклоны наблюдаются в районах складчато-глыбовых хребтов с густым и глубоким расчленением. Характерными здесь являются уклоны от 15 до 28°.

На Кавказском перешейке склоны с максимальными значениями склонов (28—45°) развиты на Водораздельном и Скалистом хребтах Большого Кавказа, а также в Приараксинской области хребтов (Зангезурский, Хуступ-Катарский, Гекгарский и др.). Здесь иногда наблюдаются более крутые уклоны (50—70°), которые во многих местах переходят в отвесные скалы. Последние в зонах высоких (2800—4000 м) и высочайших (более 4000 м) гор Большого Кавказа и Армянского нагорья занимают значительные площади и представляют скальные стены, высотой в несколько сот (реже более 1000) метров. Они наиболее характерны для районов ледниковой экзарации. В пределах вулканического рельефа уклоны сравнительно пологие (10—15°), а на плато —

ще меньше — 3—5°. Но здесь широко распространены отвесные стенки в виде невысоких длинных карнизов.

Минимальные уклоны (5′—1°30′) наблюдаются в равнинах и низменностях Предкавказья и Закавказья. Подобные уклоны характерны также для дна небольших межгорных котловин северо-восточной части Армянского нагорья (Араратская, Ширакская, Лорийская и др.).

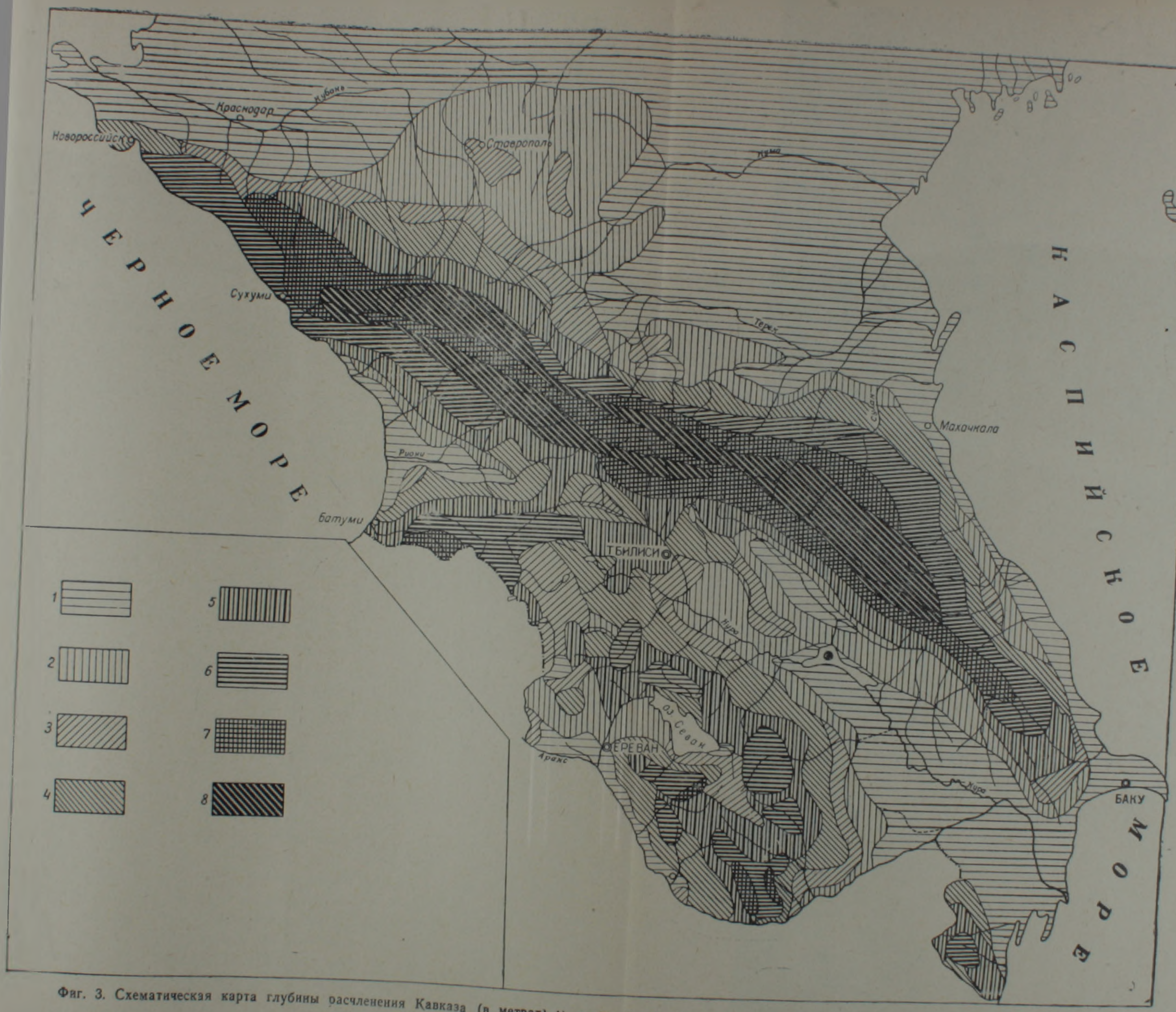
Степень уменьшения или увеличения уклонов на разных участках долины зависит от ряда факторов геологического и климатического характера. Факторы эти, будучи разнообразными в своих сочетаниях, создали несколько типов продольного профиля рек, среди которых отличаются плавновогнутые, прямолинейные и сложные типы. Плавновогнутые профили долин являются преобладающими в областях складчато-глыбовых хребтов с крутыми склонами. Они обычно формируются в тех районах, где темп воздымания местности по направлению к верховьям увеличивается, а глубинная эрозия уменьшается. Их примером служит большинство профилей долин, развитых на Большом и Малом Кавказе и Прараксинской области хребтов. Прямолинейные продольные профили долин свойственны районам с плавным, равномерным моноклинальным поднятием, где имеется равное соотношение темпа воздымания и интенсивности глубинной эрозии во всех частях рек. Сложным профилем отличаются долины больших рек (Аракс, Кура, Кубань, Терек, Сулак, Памбак-Дебед, Арпа, Тертер), которые проходят через морфоструктуры разного характера. Обычно их падение то уменьшается (в котловинах), то увеличивается (в ущельях).

Для выявления характеристик морфоструктуры и неотектоники, в последнее время широко применяется морфометрический метод, предложенный В. П. Философовым [10] Этот метод представляет комплекс построений, наиболее важными из которых можно считать карты порядков долин, базисных поверхностей и остаточного рельефа.

Порядок долин определяется согласно методу, предложенному Р. Э. Хортоном [11] и усовершенствованному В. П. Философовым [10]. По этому методу долиной первого порядка считается долина, не принимающая ни одного притока (неразветвленная). Долина второго порядка возникает в результате слияния двух долин первого порядка, а долина третьего порядка — от слияния двух долин второго порядка и т. д. Таким образом, главная долина речной системы имеет наиболее высокий порядок.

Л. Н. Зограбян и Р. А. Аракелян [7] считают, что если подобная последовательность правильна для равнин платформенных областей, то она не всегда может быть приемлемой для анализа сильно расчлененных горных территорий со сложным ходом развития речной сети, в связи с дифференцированными активными движениями отдельных блоков и их частыми перестройками.

Однако, для удобства построений базисных поверхностей, нами принят порядок долин, предложенный В. П. Философовым [10]. В данном случае масштаб карты позволил порядок долин начать со второго



Фиг. 3. Схематическая карта глубины расчленения Кавказа (в метрах). 1) до 50; 2) 50—100; 3) 100—200; 4) 200—400; 5) 400—600; 6) 600—1000; 7) 1000—1500; 8) 1500 и более.

(реже с третьего) порядка. Это не мешает выявить характер морфоструктуры, в частности участки поднятия и опускания более высшего порядка (морфоструктуры второго порядка и выше), который хорошо виден в представленной карте обобщенных базисных поверхностей (фиг. 4). На карте отражены некоторые особенности морфоструктуры Кавказа и советского сектора Армянского нагорья. Здесь четко выделяются три отличающихся сегмента Большого Кавказа (морфоструктуры второго порядка): северо-западный сводовый, центральный куполовидный и юго-восточный моноклинальный.

Северо-западный сегмент (до линии Кодори-Кубань) в общем представляет свод, который постепенно поднимается в юго-восточном направлении, что наглядно видно на карте изобазитов; последние сгущаются и сближаются в более приподнятых частях.

На северо-западе Туапсинской поперечной флексурой [9] отделяются два участка его — Анапа-Туапсинский (СЗ) и Туапсе-Сочинский (ЮВ). Первый участок, который соответствует Новороссийской и Афонской неотектоническим ступеням с суммами градиентов неотектонических движений в 0,25 — 0,5 км/10 км, по Е. Е. Милановскому [9], отличается низким гипсометрическим положением и пологими склонами свода (с соответствующими гребнями боковых отрогов). Второй участок более приподнят и представляет средневысотный свод с крутыми склонами. Он соответствует Лазаревской неотектонической ступени с градиентами неотектонических движений в 0,1—0,25 км/10 км [9].

На южном склоне северо-западного сегмента Большого Кавказа долины рр. Шахе, Мзымта, Бзыбь, Кодори являются коленчатыми. Они в верхнем, отчасти в среднем течении, резко поворачиваются и принимают общекавказское (ЮВ) направление, при этом они располагаются на одной линии. По всей вероятности, по ней проходит зона тектонического ослабления или разлома с некоторыми мелкими наложенными опусканиями (Шахинское, Мзымтинское и др.). Последние отличаются расхождением изобазитов. Между ними кулисообразно расположены Сочинский, Гагринский и Бзыбский средневысотные горст-антиклинальные поднятия. На северном склоне с помощью изобазитов и рисунка речной сети можно констатировать несколько небольших наложенных синклинальных опусканий в виде котловин (Пшехинская, Верхнебелинская, Верхнезеленчукская, Среднезеленчукская). Последняя представляет грабен-синклиналь.

Центральный сегмент Большого Кавказа между линиями Кодори-Кубань (СЗ) и Арагви-Пшавская Асса (ЮВ) представляет крупный и очень высоко приподнятый купол на месте пересечения Общекавказского и Транскавказского поднятий. Этот купол к юго-востоку переходит в узкий и высокий свод. Внутри крупного куполовидного поднятия центрального сегмента можно выделить три наложенных купола (Эльбрусский, Сванетский, Шхаринский), которые сводятся к приребневой части Большого Кавказа. Они отделяются межгорными уз-

ками синклиналь-прабеновыми прогибами, Рачинско-Лечхумской котловиной и Верхнеингурской широкой долиной. Градиент неотектонических движений здесь достигает 1—2 км/10 км [9].

Севернее Центрально-Кавказского «купола» расположена Лабино-Малкинская моноклиналь, которая отчетливо выделяется на карте изобазитов. На южном склоне центрального сегмента между Рачинско-Лечхумской котловиной и Имеретинским слабым поднятием находится Экрибо-Сачхерское средневысотное сводово-антиклинальное поднятие [9].

Юго-восточный сегмент Большого Кавказа (восточнее линии Арагви-Пшавская Асса) представляет крупный моноклинальный блок треугольной формы, расположенный между Терско-Дагестанским и Кусароким предгорными прогибами (на севере и востоке) и Алазанским межгорным прогибом и Куринской впадиной (на юго-западе). Юго-западный борт его высоко приподнят (до 4000 м) над Закавказскими равнинами.

Внутри этого блока по изобазитам выделяются несколько блоков более низкого порядка, отделяющихся долинами системы Сулак. Они также отличаются моноклинальным расположением с приподнятыми восточными бортами, которые наблюдаются в рисунке изобазитов. Здесь четко выделяется также Бежетино-Самурский прогиб с рядом наложенных синклинальных небольших опусканий. На карте изобазитов выделяется правобережье рр. Сулак—Кара-Койсу—Казикумское Койсу. Это слабо-приподнятый блок с несколькими небольшими наложенными опусканиями. Здесь четко выделяется также Кусарский предгорный прогиб с довольно расхожденными изобазитами. Этот прогиб, по Е. Е. Милановскому [9], отделяется Самурской поперечной флексурой и Сиазанским разломом.

Изобазиты вместе с другими морфометрическими показателями дают отличительные черты морфоструктуры северо-восточной части Армянского нагорья по сравнению с Большим Кавказом. В пределах данной части Армянского нагорья выделяется Малый Кавказ, который четко делится на три части — Месхето-Триалетская, Сомхето-Мровдагская и Карабахская. Месхето-Триалетская морфоструктура (Аджаро-Триалетская зона неотектонических поднятий, по Е. Е. Милановскому [9]), представляет антиклинально-сводовое поднятие, а Сомхето-Мровдагская и Карабахская морфоструктуры (Сомхетская геотектоническая подзона моноклинального поднятия, по Е. Е. Милановскому), состоят из кулисообразно построенных моноклинальных блоков, где изобазиты расположены густо на юго-западных и западных склонах и негусто на противоположных склонах.

Месхето-Триалетская зона отличается от Сомхето-Мровдагской также орографически (Л. Н. Зограбян) и по характеру и интенсивности современных тектонических движений. Как отмечает Д. А. Лилиенберг [8], первая из них испытывает тенденцию к общим поднятиям, а вторая — тенденцию к общим опусканиям. Эти зоны отделяются Цал-

Фиг. 4, Схематическая карта базисных поверхностей Кавказа (изобаты проведены по долинам второго и отчасти третьего порядка, через 0, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 2250, 2500, 3000, 3250, 3500, 3750 метров).

ка-Ахалцихской узкой зоной впадин, которая на юго-востоке переходит в Нижне-Картлийский прогиб. На территории северо-востока Армянского нагорья наиболее интенсивно приподняты Месхетский, Мровдагский и Зангезурский блоки, что, помимо ряда геолого-геоморфологических данных, доказывается также морфометрически — наиболее густым расположением изобазитов.

Карта базисных поверхностей особенно широко применяется для выявления погребенных под осадочным чехлом или вулканической бронью морфоструктур. Это имеет большое теоретическое и практическое значение, в частности, для поисков нефти и газа. Подобные работы для отдельных регионов Кавказа проводились В. М. Шапошниковым [12], Л. Н. Зограбяном и Р. А. Аракеляном [7] и Ф. С. Геворкяном [14].

О положении морфоструктуры вулканического рельефа, погребенного под эффузивами, пока еще не имеется исчерпывающих данных.

Важнейшим критерием, позволяющим расшифровать и выявить подлавовые морфоструктуры, наряду с геолого-геофизическими, служит также морфометрический анализ, который не только уточняет и дополняет результаты первых, но и в некоторых случаях приобретает самостоятельное значение.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27.X.1970.

Լ. Ն. ՋՈՋՈՐՅԱՆ, Ֆ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԲՈՎԿԱՆԻ ՄՈՐՖՈՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՄՈՐՖՈՄԵՏՐԻԱԿԱՆ ՎԵՐԼՈՒԾՈՒԹՅՈՒՆԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Որևէ երկրի մորֆոստրուկտուրան ուսումնասիրելիս կարևոր նշանակություն է ձեռք բերում ռելիեֆի մորֆոմետրիական վերլուծությունը։ Այդ նպատակով հեղինակների կողմից վերլուծության է ենթարկվել Սովետական Միության գեոմորֆոլոգիական բարդ կառուցվածք ունեցող մարզերից մեկի՝ Կովկասյան պարանոցի մի քանի մորֆոմետրիական ցուցանիշները՝ ռելիեֆի հիպսոմետրիան, հորիզոնական և խորքային մասնատումը և բազիսային մակերևույթները։

Այդ վերլուծության հիման վրա պարզվել է հիշյալ տերիտորիայի ռելիեֆի մորֆոստրուկտուրայի ոչ միայն բնկորային կառուցվածքը, այլ և տարբեր կարգի բնկորների բնույթն ու կառուցվածքային առանձնահատկությունները։ Այսպես, Մեծ Կովկասը ներկայացնում է տարբեր բնույթի երեք հատվածներից բաղկացած մեկ բնդհանուր լեռնասիստեմ (հս-արմ.՝ կամարային, կենտրոնական՝ դմբեթաձև և հրվ-արլ.՝ մոնոկլինալ), իսկ Հայկական լեռնաշխարհի հյուսիս-արևելյան մասը տարբեր ուղղությամբ տարածվող ոչ մեծ բնկորների, հրաբխային վահանաձև պանգվածների և միջլեռնային գոգավորությունների կոմպլեքսն լեռնային այդ խոշոր մարկերը իրարից խիստ տարբերվում են մորֆոմետրիական ցուցանիշների տվյալներով։ Նույնը սակայն չի կարելի

ասել եկարագրվող տերիտորիայի մեջ ժանող դաշտավայրերի մասին, որտեղ այդ ցուցանիշներն ավելի միատարր են։

ЛИТЕРАТУРА

1. Вальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. Ереванского университета, Ереван. 1969.
2. Валесян Л. А., Геворкян Ф. С., Погосян Д. А., Тамазян А. А. Некоторые результаты картирования и хозяйственной оценки уклонов поверхности Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле. № 6. 1966.
3. Габриелян Г. К. О густоте расчленения рельефа Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук. № 3—4. 1960.
4. Габриелян Г. К., Зограбян Л. Н. Процессы денудации. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I. Геоморфология. Изд. АН Арм. ССР, Ереван. 1962.
5. Габриелян Г. К. Об уклонах рельефа Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 1. 1963.
6. Гвоздецкий Н. А. Кавказ. Краткая географическая энциклопедия, т. 2, 1961.
7. Зограбян Л. Н., Аракелян Р. А. Опыт применения карт базисных поверхностей в анализе морфоструктуры молодой складчатой области (на примере Армянской ССР). Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 2, 1969.
8. Лилиенберг Д. А., Матцкова В. А., Релов С. К., Думитрашко Н. В. Муратов В. М. Карта современных вертикальных движений и морфоструктуры Кавказа. В сб.: «Проблемы современных движений земной коры», М., 1969.
9. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
10. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовского университета, 1960.
11. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. ИЛ. М., 1948.
12. Шапошников В. М. Опыт изучения тектоники центрального и восточного Предкавказья морфометрическим методом. В кн.: «Морфометрический метод при изучении геологических исследований». Изд. Саратовского ун-та, 1963.
13. *Գևորգյան Ֆ. Ս. Գետային ավազանների մորֆոմետրիան և մակերևույթային հոսքի ուժգնությ (Երփա գետի ավազանի օրինակով)։ ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր, Գիտություններ Երկրի մասին, № 3, 1969։*
14. *Գևորգյան Ֆ. Ս. Մորֆոմետրիական վերլուծություն Գետիկի ավազանում տեկտոնական շարժումներ և մորֆո-ստրուկտուրաներ վերհանելու նպատակով։ (Ռեֆերատ)։ ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր. Գիտություններ Երկրի մասին, № 4, 1969։*

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 75—79, 1971

УДК 553.43.462

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

В. Б. БАРСЕГЯН

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ОБАДАРИНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Обадаринское медно-молибденовое месторождение расположено в Кафанском районе Арм. ССР, на правом борту р. Оба-дара (первый приток р. Аджебадж), в 4—4,5 км к юго-западу от сел. Аджебадж.

В пределах указанного района, кроме собственно Обадаринского месторождения, известен также ряд других, сравнительно крупных и мелких медно-молибденовых рудопроявлений: Марал-Оланское, Жайрадзорское, Кзыл-Гюнейское, Гюмушюрдское и другие, позволяющие назвать район в целом Обадаринским рудным полем, охватывающим площадь в 15—18 кв. км.

Геологические границы последнего проходят на западе и юго-западе по Дебаклинскому разлому, на юго-востоке, востоке и северо-востоке—по Гярдскому разлому, а на севере — по контакту Гярдской интрузии с меловыми и эоценовыми вулканогенными образованиями.

В пределах Обадаринского рудного поля небольшие поисковые работы проводились в разное время, начиная с 1948 по 1958 гг., а с 1966 г детальные поисковые работы здесь проводит Гехинская партия Управления геологии СМ Арм. ССР.

Наиболее древними отложениями, участвующими в геологическом строении рудного поля, являются плотные рассланцованные темно-серые известняки и песчано-глинистые сланцы верхней перми, содержащие руководящую фауну кораллов: Waagenophyllum chitralicum Smith (определение Т. Р. Ильиной) и фузулинид из группы Nankinella и Sphaerulina (определение С. В. Разовской). Выше по разрезу следует мощная (свыше 1 км) свита зеленокаменных измененных андезитов, андезито-дацитов и реже туфов и туффитов, которые в данном районе местами несогласно залегают на известняках перми, а у крепости Давид-Бек и у с. Гиратах лежат на фаунистически охарактеризованных отложениях неокома. Северо-восточнее с. Гехи, в районе с. Даш-баш, она несогласно перекрывается карбонатными отложениями турона.

На основании приведенных данных возраст этой (гехинской) вулканогенной свиты в настоящее время определяется как нижнемеловой (вероятно апт). Стратиграфически выше, несогласно залегают вулканогенные образования эоцена, представленные различного состава андезитами (порфиритами) и их пирокластами. Указанные породы прорваны гранитоидами Гярдской и Казанличокой интрузий и весь комплекс по-

род, в свою очередь, прорывается гранодиорит-порфировыми и диорит-порфиритовыми дайками.

Обадаринское медно-молибденовое месторождение приурочено к зоне сильно трещиноватых гранодиоритов северо-восточного близширотного простирания с падением на юго-восток 140—150° под углами 40—45°, прослеживающейся более, чем на 2,0 км при мощности 600 — 650 м. В зоне как по простиранию, так и по мощности наблюдается повсеместная зараженность медью и молибденом, причем оруденение неравномерное и встречаются отдельные участки с повышенным содержанием полезных компонентов. На фоне свежих гранодиоритов лежачий и висячий контакты рудоносной зоны отбиваются весьма четко. Оруденение приурочено в основном к трещинам, а в подзонах — к интенсивно гидротермально измененным породам. Мощность таких подзон колеблется от 2 до 10 м. В настоящее время на Обадаринском месторождении выделено рудное тело с повышенным содержанием меди и молибдена мощностью 73 м и протяженностью около 1 км, вскрытое штольнями 1, 2 и скважинами 8 и 15. Указанными горными выработками на месторождении вскрыт также ряд мелких рудных тел мощностью от 2 до 8 м, которые не удалось проследить по простиранию из-за большой разряженности горных выработок (расстояние 400—450 м). В дальнейшем при сгущении сети тяжелых горных выработок будут вскрыты и прослежены по простиранию сравнительно мелкие рудные тела. Все рудные тела на Обадаринском месторождении выделены на основании результатов химических анализов.

Основной тип оруденения на месторождении представлен штокверковыми, а подчиненный—вкрапленными рудами. Оруденение наблюдается в основном по трещинам, при этом отмечаются трещины с медно-молибденовым оруденением, в которых иногда халькопирит преобладает над молибденитом, а иногда, наоборот, молибденит преобладает над халькопиритом. Кроме того, изредка встречаются также трещины с чисто медным или молибденовым оруденением. Исходя из вышесказанного, на Обадаринском месторождении можно выделить три стадии рудообразования — медную, молибденовую и медно-молибденовую. Здесь встречаются также кварц-сульфидные жилы и прожилки длиной от 30 до 50 м при мощности от долей сантиметра до 45 см. Простирание этих жил точно соответствует простиранию зоны.

Минеральный состав руд Обадаринского месторождения довольно простой и представлен халькопиритом, молибденитом, пиритом, гематитом, магнетитом, реже встречаются сфалерит, борнит, ковеллин и рутил.

На формирование современных структур как бассейна р. Гехи, так и прилегающих к нему районов, большое влияние оказали Гиратахский и Дебаклинский региональные разломы глубокого заложения.

На территории, расположенной между указанными двумя разломами, развиты также многочисленные другие разрывные нарушения кавказского, антикавказского и близширотного простирания. Послед-

ние расчленяют эту зону на отдельные относительно опущенные и приподнятые сегменты, придавая ей мозаично-блоковый характер. Блочное строение земной коры особенно четко проявляется в бассейне р. Гехи на площади около 400 кв. км, где выделяется около 5 — 6 таких блоков, границы которых четко отбиваются разрывными нарушениями различного порядка.

Обадаринское рудное поле приурочено к одному из этих блоков, который можно назвать Гярдоким. Последний с трех сторон ограничивается Дебаклинским (с юга, юго-запада, северо-запада) и с юго-востока, востока и северо-востока — Гярдским разломами.

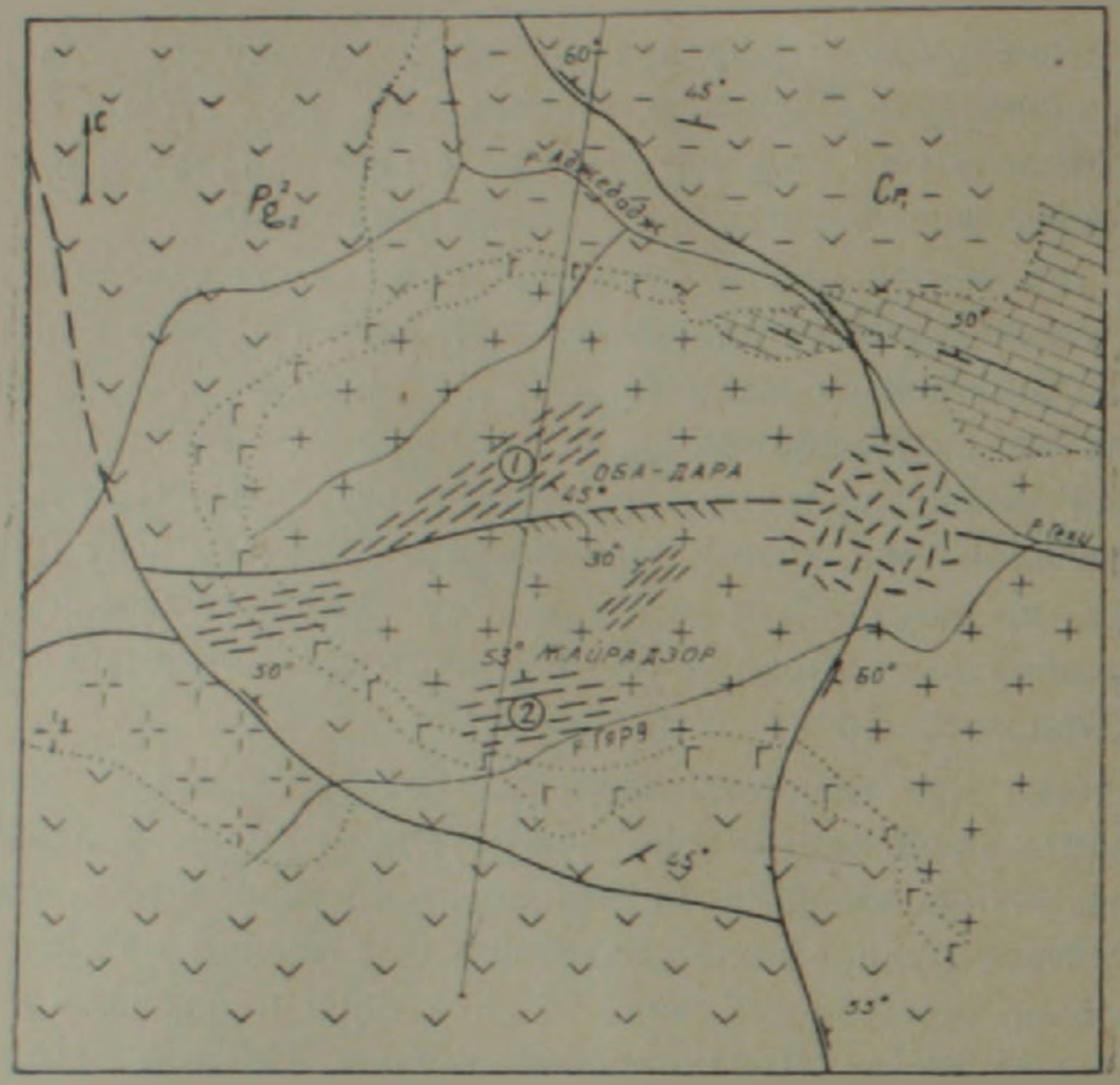
В структурном отношении промышленные месторождения и перспективные рудопроявления различных металлов тяготеют или к висячему боку Дебаклинского разлома, или к самому разлому и протягиваются вдоль него. Обадаринское месторождение несколько отклоняется от общей закономерности локализации остальных месторождений тем, что оруденелая зона, хотя и расположена в висячем боку Дебаклинского разлома, но под острым углом к нему. Здесь оруденение локализуется в трещинах скалывания, образовавшихся вследствие бокового сжимания Гярдокого блока (см. разрез).

Теоретически при боковых давлениях растрескивание материала будет проходить перпендикулярно действующим силам и разрыв должен получиться в сводовой части выдавленного тела. С этой точки зрения Обадаринское рудное поле является классическим примером. Наиболее интенсивно боковое давление на этот блок произошло с южного края, где разветвляется Дебаклинский разлом. Первый срыв произошел по лежачему боку Обадаринской зоны, где он выражен очень четко; при дальнейшем сжимании в висячем боку образовался второй срыв в виде кливажа, где в сводовой части этого блока наблюдаются рассланцованные гранодиориты с веерообразными «складками».

На разрезе видно, что хотя Обадаринская и Жайрадзорская измененные зоны расположены на различных крыльях блока, но в структурном и генетическом отношениях они идентичны друг другу.

Все рудопроявления Обадаринского рудного поля расположены в пределах интенсивно трещиноватых пород (Обадаринское, Жайрадзорское, Гюмушюрдское, Кзыл-Гюнейокое и др.). При выдавливании блока образовались трещины растяжения и окалывания на обоих его крыльях, которые имеют встречные падения. На северном крыле блока наблюдаются трещины с азимутом падения 140—145° и углами падения 40—50°, а на южном крыле трещины имеют азимут падения 320—350° и углы падения 50—55°. По всей вероятности, трещины обоих крыльев блока на глубине должны соединяться друг с другом. При формировании таких трещин в приповерхностной части земной коры образуются многочисленные мелкие трещины, а вглубь проникают только крупные. Исходя из изложенного, можно предположить, что на глубоких горизонтах Обадаринского месторождения должны ожидаться бо-

лее мощные и богатые рудные тела, локализующиеся в этих трещинах. Доказательством этого является также сопоставление вновь выявленного Жайрадзорского участка и Обадаринского месторождения, причем последнее изучено до горизонта 255 м и расположено на 100 м выше



Фиг. 1. Схематический геологический план Обадаринского рудного поля 1. Андезиты (порфириты), туфобрекчии, туфоконгломераты. Средний эоцен. 2 Зеленокаменные андезиты и андезито-дациты с редкими прослоями туффитов. Нижний мел. 3. Известняки Верхняя пермь. 4. Габбро, габбро-диориты. 5. Гранодиориты, граномонцониты. Верхний эоцен — нижний олигоцен 6. Порфировидные гранодиориты. Верхний эоцен — нижний олигоцен. 7. Зона сильно трещиноватых пород. 8 Раздробленные зоны. 9. Зона кливажа 10. Линии тектонических нарушений

1—Обадаринская зона 2—Жайрадзорская зона.

висячего бока Жайрадзорского рудопроявления, где наблюдаются выдержанные трещины с хорошим содержанием меди и молибдена. Жайрадзорский участок изучен лишь с поверхности.

В заключение следует отметить, что поисково-разведочные работы должны проводиться не только на Обадаринском медно-молибденовом месторождении и Жайрадзорском участке, но также в пределах всего Гярдокого блока, при этом особое внимание следует уделить изучению зон интенсивно трещиноватых пород. Указанный критерий характерен для всего бассейна р. Гехи, за исключением участков развития карбонатных пород.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 25.III.1971.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
2. Габриелян А. А., Адамян А. П., Акопян В. Т. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). «Митк». Ереван, 1968.
3. Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 80 -82, 1971

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

М. Л. ЛАЧИНЯН

ПО ПОВОДУ ПИСЬМА С. В. КАЗАРЯНА

Автор письма («Известия» АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4, 1970 г.) указывает, что в нашей статье [3] «содержится ряд положений, сведений и, самое главное, выводы, основанные на *устаревших* или *искаженных* (курсив наш— М. Л.) данных, которые могут привести к крупным неоправданным затратам при проведении геолого-поисковых работ».

Интересно, что «рассматривая некоторые из них», С. В. Казарян наши доводы отрицает только общими суждениями, не приводя ни единого факта. Так, касаясь наших утверждений, что все фланговые скважины, проведенные ниже подошвы дебедской свиты, вскрыли толщу кварцевых плагиопорфиров, С. В. Казарян пишет, что «на всех флангах Ахтальского месторождения было пробурено большое количество скважин, из которых многие, пройдя порфириты дебедской свиты, так и не обнаружили кварцевые порфиры». При этом автор не упомянул ни одной скважины (с геологическим разрезом участка или без него), пробуренной после наших «устаревших» данных, обосновывающей справедливость подобного заявления.

Напомним, что пробуренное на флангах месторождения большое количество скважин подтверждает именно наши, а не С. В. Казаряна, утверждения.

Что касается части скважин, вскрывших в дебедской свите «кварцевые порфиры» с рвущими контактами, таковые, безусловно, пересекли дайки этих пород, которые наряду с ортофировыми и другими дайками встречаются в этой свите, и их ни в коем случае нельзя рассматривать как корни основного «ахтальского тела», как это делает С. В. Казарян.

Касаясь упомянутых нами выходов «кварцевых порфиров», описанных В. Г. Грушевым, между ж. д. станциями Алаверди—Ахпат, укажем, что, возможно, они связаны с дайками кварцевых порфиров; мысль о том, что указанный автор не разобрался в форме их залегания, нами, безусловно, исключается. Однако, это ни в коем случае не изменит нашего убеждения о региональном распространении толщи кварцевых плагиопорфиров, так как и без этого имеются достаточно веские данные, свидетельствующие о широком развитии кварцевых плагиопорфиров.

Далее, автор письма, касаясь толщи кварцевых плагиопорфиров, утверждает, что приведенные нами данные об их мощности неправильны и что «они имеют мощность значительно меньшую, чем 600 м», а какую—почему-то не указывает.

Напомним, что основание толщи кварцевых плагиопорфиров Ахталы в районе нигде не обнажается и мощность ее установлена по данным единственной скважины № 47, пробуренной в центральной части месторождения. Породы, слагающие 600 м мощность этой толщи, в 1956 г. детально описаны в нашей работе по Ахтале как макроскопически, так и путем изучения шлифов, изготовленных из образцов керна, отобранных через каждые десять метров.

Эти же данные в последующем использованы С. С. Мкртчяном [5], а еще позже Н. Р. Азаряном [1] при описании разреза пород Алавердского рудного района.

Эти авторы признают 600 м мощность рассматриваемой толщи, но С. В. Казарян почему-то настаивает на *значительно* (подчеркнуто нами — М. Л.) меньшей ее мощности, а какой, почему-то об этом умалчивает. Вот это действительно следует считать искажением фактов.

Наконец, С. В. Казарян обвиняет нас в *искажении* (курсив наш— М. Л.) точки зрения Э. Г. Малхасяна, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышова о геологической природе «кварцевых порфиров» Ахтальского месторождения. Укажем, что не мы, а именно автор письма искажает их точку зрения, ибо говоря об этом, мы в статье указали литературный источник, а здесь для подтверждения правильности нашего изложения напомним, что в статье Э. Г. Малхасяна, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышова «Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров северной Армении» [4, стр. 80] сказано: «можно, по-видимому, рассмотреть эту толщу как комплекс субвулканических образований.. ». С. В. Казарян же почему-то пишет: «по их мнению (Э. Г. Малхасяна, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышова) кварцевые порфиры являются древней вулканической постройкой в составе дебедской свиты порфиров, что с некоторыми оговорками подтверждается нашими (С. В. Казаряна) фактическими материалами». Нас поражает неясность этой фразы, из которой совершенно не видно, в чем же состоит древняя вулканическая постройка кварцевых порфиров, т. е. являются ли они собственно эффузивными образованиями, как и порфириты дебедской свиты, или же они представляют субвулканические образования?

По нашему мнению, в регионе имеются как вулканические, так и субвулканические их разности, образовавшиеся из одного и того же магматического очага. Последнее доказывается наличием отдельных, небольших куполов (типа выходов, установленных Б. С. Вартапетяном [2] на правом берегу р. Дебед и ошибочно принятых им за продолжение ахтальской толщи) или наличием даек кварцевых порфиров, которые, как мы указывали в нашей статье [3], связываются с гранитоидами неокомского возраста, а возможно, являются даже более молодыми образованиями.

Из рассмотренных данных вытекает, что С. В. Казарян, работающий в Алавердском районе около 20 лет, выступая с критикой нашей статьи, показал, что он, видимо, недостаточно еще уяснил себе основные черты геологии изучаемого им района; С. В. Казарян, не ознакомившись детально с нашей статьей, критикует и несколько произвольно интерпретирует ее, тем самым хочет отстоять свою, какую-то новую, недостаточно ясно выраженную им точку зрения.

В заключение хотелось бы знать, какое же направление геологоразведочных работ предлагает С. В. Казарян для выявления новых запасов медных руд, необходимых не только для поддержания мощности медедобывающих предприятий в северной части республики, но и для увеличения добычи меди. Следует помнить, что решения XXIV съезда КПСС обязывают в девятой пятилетке увеличить по республике добычу меди в 1,3 раза, а взгляды автора на геологию района не нацеливают разведчиков недр на выполнение этой важной задачи.

Поступила 17.V.1971

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Вартапетян Б. С. Новые данные о кварцевых порфирах Ахтальского полиметаллического месторождения в Армянской ССР. Научные труды Ереванского гос. университета, серия геол. наук, т. 75, вып. 4, 1961.
3. Лачинян М. Л. О «кварцевых порфирах» Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 1, 1970.
4. Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН Арм ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
5. Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, серия геолог. и географ. наук, т. X, № 3, 1957.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 5. 83—91. 1971

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

УДК 552.313

Г. П. БАГДАСАРЯН, К. Г. ШИРИНЯН

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МАГМООБРАЗОВАНИИ В СВЕТЕ ДАННЫХ СИМПОЗИУМА «ВУЛКАНЫ И ИХ КОРНИ»

Общие данные

Целью настоящего сообщения является ознакомление читателя с некоторыми основными представлениями многих зарубежных и ряда советских исследователей, доложенными на последнем вулканологическом симпозиуме в Оксфорде по проблеме магматизма.

Рассмотрение, хотя бы в основных чертах, некоторых аспектов проблемы генерации тех или иных магм и образования различных магматических пород в свете современных представлений ученых-магматистов различных континентов мира представляется, на наш взгляд, тем более неотложным, если учесть, что: 1) новейшие данные по указанным вопросам в докладах большого числа зарубежных и ряда советских исследователей будут опубликованы не так скоро; 2) доклады эти выйдут в свет на английском языке, что не всегда доступно для широкого круга геологов, занимающихся изучением различных магматических образований и связанных с ними полезных ископаемых.

Авторам настоящей статьи довелось в сентябре 1969 г. участвовать (с докладом) в работах симпозиума Международной ассоциации по вулканологии и химии недр Земли, созванного в Англии по проблеме «Вулканы и их корни», а также быть на геологических экскурсиях в Шотландском Среднегорье.

На симпозиум было представлено более 160 докладов, из коих 33 доклада — учеными Советского Союза. В работе симпозиума принимали участие около 300 ученых, представляющих тридцать стран мира. Наибольшими по численности были делегации Англии и США.

Советская научная делегация на симпозиуме была представлена 18 учеными. Возглавлял ее академик В. С. Соболев (Институт геологии и геофизики СО АН СССР).

Заседания симпозиума проходили по следующим тематическим секциям: 1. Кальдеры; 2. Тектонический и структурный контроль генезиса магм; 3. Плутонические нодули; 4. Абсолютный возраст и изотопные исследования в приложении к проблемам вулканологии; 5. Предсказание вулканической активности и сейсмические методы обнаружения магматических камер; 6. Геофизические исследования корней вулканов; 7. Экономические аспекты вулканологии; 8. Общие вопросы вулканологии.

Программа симпозиума как по тематике, так и по числу участников была довольно обширной.

Ежедневно проводились параллельные заседания двух секций, поэтому заслушать все доклады практически было невозможно. Нами в основном были заслушаны доклады, близко отвечающие тематике наших исследований, а именно: 1) по общим вопросам вулканологии; 2) вулканоплутоническим образованиям центрального типа (кальдеры); 3) тектоническому и структурному контролю магмообразования; 4) абсолютному возрасту и изотопным исследованиям в применении к проблемам магматизма.

На одном из заседаний предпоследней секции нами был зачитан доклад «Тектонический и структурный контроль магмообразования в продолжении Альпийской тектоно-магматической стадии развития Армении». Все доклады представляли первостепенный научный интерес, в особенности для исследователей таких вулканических областей, как Армения.

На обсуждение был представлен большой фактический материал и заседания проходили в атмосфере оживленных дискуссий по многим актуальным вопросам. Наибольшие дискуссии вызывали доклады, где затрагивались те или иные аспекты проблемы происхождения магм.

Некоторые основные результаты симпозиума

В докладах, касающихся плутонических включений и алмазных трубок, был представлен довольно интересный материал, позволяющий уточнить наши представления о составе глубинного (мантийного) вещества Земли. Исследования в этой области и в особенности исследования крупного японского петролога Куно показали, что обнаруженные до сего времени во всем мире около 200 включений глубинного вещества Земли представлены ультраосновными породами. По составу это лерцолиты (с гранатом или без граната), дунит-верлиты, пироксениты, эклогиты, причем высказывается предположение о том, что главную составную часть верхней мантии составляют лерцолиты. Состав последнего в отношении главных компонентов ($MgO : \Sigma FeO$) колеблется в широких пределах, что может быть объяснено различной степенью плавления первичного мантийного материала и кристаллизационной дифференциацией. Состав исходной магмы колеблется от пикритов до базальтов.

Важным фактором является то, что ультраосновные включения характерны только для щелочных базальтоидов и отсутствуют в толеитах, что дает основание сделать вывод о петрологической разобщенности щелочных и толеитовых серий лав.

Как мы увидим дальше, этот вывод подтверждается материалами ряда других докладов, хотя в отдельных случаях выдвигались противоположные высказывания, на чем мы остановимся ниже.

По алмазным трубкам большой и интересный материал был доложен учеными Советского Союза, представившими четыре из семи заслушанных по этой проблеме докладов.

Наибольший интерес вызвал доклад академика В. С. Соболева «Проблема генезиса кимберлитов».

Открытие за последние годы кимберлитовых формаций Сибири, Индии, Западной Африки и Канады и большое внимание к проблеме верхней мантии, объясняют тот повышенный интерес, который ученые разных стран проявляют к проблеме кимберлитов.

К настоящему времени проблема кимберлитовой магмы является дискуссионной. Некоторые дают предпочтение роли карбонатитовой магмы в образовании кимберлитов, другие считают, что это ультраосновная щелочная магма с высоким содержанием алюминия. Спорным является также вопрос генезиса алмазов в кимберлитах.

Как выяснилось из обстоятельного доклада В. С. Соболева, из многих гипотез генезиса алмазов в кимберлитах в настоящее время дается предпочтение образованию алмазов в пределах стабильных полей верхней мантии, хотя имеются и сторонники другой гипотезы, допускающей образование алмазов в промежуточных камерах глубоких зон земной коры, в связи с локальным повышением давления. Имеются также сторонники, считающие, что алмазы образуются за счет органического углерода в промежуточных камерах на границе кристаллического основания и осадочного чехла коры.

Неясным является в настоящее время механизм формирования кимберлитовых трубок и сопровождающих их дайкообразных тел, известных как в древних кристаллических, так и осадочных породах.

В докладах, посвященных прикладному значению вулканизма, говорилось о большой роли вулканических явлений в образовании различных месторождений полезных ископаемых (Стантон, Австралия).

Более конкретно о генетической связи золото-серебряных, свинцово-цинковых, серноколчеданных и железо-марганцевых месторождений с вулканизмом, говорилось в докладе А. Кинкеля (США).

Представитель той же страны — А. Корнфильд говорил о перегретых парах, связанных с плиоцен-четвертичным вулканизмом в 100 милях севернее Сан-Франциско, на базе которых работает геотермическая электростанция.

О супергенных месторождениях урана, тория и марказита в четвертичных вулканитах Центральной Италии говорилось на совместном докладе Е. Локарди и М. Митемлергера.

Большое число докладов было заслушано на секции «Тектонический и структурный контроль магмообразования» и на секции, где были рассмотрены доклады по общим вопросам вулканологии.

На обеих секциях в основном рассматривались актуальные вопросы магмообразования, тектонического контроля генерации различных типов магм, вопросы взаимодействия первичных магматических расплавов с земной корой, вопросы магматической дифференциации и т. д.

В ряде представленных докладов рассматривались также вопросы, касающиеся структуры отдельных вулканов и истории их вулканической активности, тектонического контроля магматической активности,

петрографии, петрохимии и геохимии вулканичеоких образований. Поэтому, касаясь итогов работы указанных двух секций, важно рассмотреть главные итоги тех докладов, где затрагивалась в той или иной степени главная проблема вулканологии — проблема магмы.

В докладе Э. Н. Эрлиха (СО АН СССР) в противоположность глубоко укоренившимся представлениям японского ученого Куно о существовании генетически различных типов базальтовых магм — щелочной, высокоглиноземистой и толеитовой, была выдвинута точка зрения об изменениях химического типа базальтов вследствие дифференциации в верхней мантии единой по составу толеитовой магмы.

С весьма интересными докладами о происхождении высокоглиноземистых базальтов выступил известный вулканолог А. Ритман (Италия).

По мнению Ритмана, высокоглиноземистые базальты не имеют отношения к толеитам или к другим типам базальтовых лав и могут быть рассмотрены лишь как «мела-андезиты», образованные путем анатексиса нижних частей сиалического слоя, который, согласно имеющимся предположениям, состоит из дегранитизированных пород коры.

Роль контактового анатексиса была особо подчеркнута в докладе В. Готтини (Италия), которая усматривала в этом причину локальных образований кислой магмы. В зависимости от состояния базальтовой магмы—как главного источника тепла при анатексисе—и контролирующей тектоники, она помимо простого плавления допускала возможность газового переноса из основной магмы в анатектическую — натрия, титана и железа. Выводы В. Готтини были основаны на новых. предложенных ею диаграммах, представляющих соотношения логарифма коэффициента Ритмана ($s=(Na_2O + K_2O)^2 : (SiO_2 - 43)$: и логарифма коэффициента — $= (Al_2O_3 - Na_2O : TiO_2)$.

Значение новой диаграммы В. Готтини заключается в том, что она дает возможность, в отличие от ранее применяемых диаграмм, разграничить кратогенные симатические магмы от орогенных сиалических магм.

О структурном контроле щелочно-базальтовых и толеитовых магм говорилось в докладе П. Гусенса (Эквадор): щелочные базальты Эквадора контролируются широтным глубинным разломом, а толеитовые—разломом меридионального направления, что указывает на пространственную разобщенность двух типов магм по причине различных уровней их генерации.

О различных глубинах возникновения щелочной и толеитовой магм говорили и японские ученые С. Педа и А. Сигимура в докладе «Процессы под островными дугами». На основании геологических и геофизических данных ими установлена различная глубина генерации первичных магм (120—300 км), которая поднимаясь расплавляет окружающие породы на глубинах от 100 до 30 км, в пределах которых на-

ходятся в состоянии равновесия различные составы магм (толеиты и щелочные базальты).

В представленных на симпозиум тезисах доклада «Зависимость состава магмы от геологических структур и типов различных нарушений» Е. Ф. Малее (СО АН СССР) на примере Карпат показал, что базальтовый вулканизм ассоциирует с глубинным разломом, достигающим подкоровых магматических очагов (150 км и более), тогда как кислые продукты связаны с неглубокими разрывными нарушениями, достигающими дифференцированных очагов близповерхностных коровых магм (10—25 км). Он же указал на пространственную разобщенность нарушений, расположенных перпендикулярно одна к другой, что говорит о самостоятельности основных и кислых серий магм.

Дж. Томблин (Вест-Индия) в докладе «Тектонический и структурный контроль генезиса магм на Малых Антильских островах» говорил о том, что появление кислых серий магм во времени является отражением поступательного накопления корового материала под островными дугами. Причем появление андезитовых магм объясняется им погружением под островными дугами базальтовой коры и последующим ее частичным плавлением.

Проблема андезитовых магм была затронута также в докладе В. Ф. Белого (СССР). Рассматривая тектонические условия развития андезитового вулканизма в Охотско-Чукотском поясе, где в ранней стадии вулканизма (апт-турон) преобладали породы андезитового состава (70—71%) и игнимбриты гранитового состава (27—28%), а базальты составляли всего 2% объема всех изверженных пород, он указал, что характер эволюции андезитового вулканизма и его парагенетические соотношения с другими типами пород дают основание полагать, что андезитовая магма генерируется в вертикальном разрезе земной коры, между полями генерации базальтовых и гранитоидных магм. Одновременное существование гранитоидных и андезитовых магм объясняется особенностями второй половины ранней стадии эволюции Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Роль мобилизации гранитов в генерации кислых магм была подчеркнута в докладе Сиднера (Англия) «Риолитовый вулканизм Юго-Западной Африки». Останавливаясь на характерных особенностях центрального кислого вулканизма Юго-Западной Африки, он указал, что в результате трехкратного извержения при формировании кальдеры и фельзитовых даек, было выжато 2000 км^3 риолитовой магмы. На основании изучения редких элементов и соотношения изотопов стронция делается вывод о наиболее вероятном механизме генерации риолитов путем частичного плавления с мобилизацией гранитов фундамента.

На важную роль контаминации мантийной магмы породами коры в истории формирования вулканических пород Центральной Невады указал Виталино (США). Породы Центральной Невады образуют модальный ряд от оливиновых базальтов до андезитов и представлены высокоглиноземистым известково-щелочным типом. Вывод основывает-

ся на изучении рассеянных элементов и в первую очередь Ba^{++} и Sr^{++}, содержащихся в исследованных породах в значительно больших количествах, чем они могли быть в базальтах и андезитах, выплавленных из мантии или нижних частей коры.

Геологи Б. Гун (Канада) и Ф. Музер (Мексика) свой доклад посвятили третичным и современным лавам и туфам Мексики, приуроченным к двум субпровинциям: 1) меридиональной или кордильерокой, представленной в основном андезитовыми стратовулканами и небольшими конусами оливиновых базальтов и андезито-базальтов. Основным направлением эволюции лав является: риолиты (или игнимбриты) — андезиты — оливиновые базальты.

Указанными исследователями проанализировано 150 представителей лав на главные и рассеянные элементы. При этом средние K/Rb, K/Th отношения и содержания редких земель в андезитах отвечают средним содержаниям тех же элементов в земной коре.

На основании этих данных и сравнений с гибридизированными и дифференцированными породами других провинций авторы приходят к выводу, что роль контаминации и дифференциации в образовании третичных и современных вулканических образований Мексики очевидна.

Учитывая вышеизложенное, нетрудно заметить, что на современной стадии изучения проблемы магмы, несмотря на дискуссионность ряда вопросов, складывается почти общее представление о большой роли земной коры как источника генерации родоначальных магм и среды, где имеют место процессы контаминации и дифференциации первичных мантийных магм.

Однако было бы неправильно считать, что такая постановка вопроса объясняет все особенности химического разнообразия вулканических пород в целом.

Об этом свидетельствует ряд докладов, прослушанных на симпозиуме, авторы которых подчеркивали роль магматической и кристаллизационной дифференциации в формировании различных петрографических серий пород.

Так, например, группа английских ученых — Р. Томсон, Ж. Эссон и А. Дунгам находили в дифференциации палеоценовых лав острова Скай причину их разнообразия, выраженного в наличии афанитов, нормальных базальтов, гавайитов, муджеритов.

Описываются базальты, содержащие только фенокристаллы оливина, без плагиоклаза, объясняя выделение указанных минералов из расплава процессами кристаллизационной дифференциации в магматической камере.

Т. Джексон (Вест-Индский Университет) в описании вулканических пород острова Карриаку отмечает, что они представлены агломератами и туфами (~ 60%), лавовыми потоками (~ 30%) и лавовы-

ми куполами (~10%), принадлежащими четырем вулканическим фазам: верхн. эоцен (андезитовые купола и потоки), верхн. эоцен — нижний миоцен (базальты), миоцен (андезито-базальтовые потоки и купола), плиоцен (базальтовые дайки).

Колебания кремнекислоты от базальтов до андезитов составляют от 44 до 62%.

Базальты представлены двумя минералогическими типами: мегафировыми-клинопироксеновыми и микрофировыми оливиновыми; последние отличаются от первых высоким содержанием MgO и низким Al_2O_3. Оба типа, как и все базальты Малых Антильских островов, необычно богаты темноцветными минералами.

Причину эволюции пород острова Карриаку Джексон видит в дифференциации первичной базальтовой магмы.

В докладе «Редкие элементы в вулканических породах Камчатки и Курильских островов» Л. Леонова и Н. Удальцова (СССР) предполагают, что распределение редких и радиоактивных элементов отражает неоднородность их распределения в верхней мантии и не связано с ассимиляцией пород коры. Однако они считают не совсем ясной природу наблюдаемых неоднородностей мантии. Добавим еще, что преобладающим типом пород Курило-Камчатского пояса являются андезиты.

Прежде чем перейти к результатам работ других секций, вкратце остановимся на совместном докладе Бернарда Гуна (Канада) и Д. Ваткинса (Флорида) «О петрологическом эффекте одновременного охлаждения базальтового и риолитового магм».

В этом интересном сообщении была описана дайка мощностью 30 м, состоящая из центрального риолитового ядра и базальтовых флангов с узкой переходной зоной гомогенизированной гибридной породы между ними. Состав гибридной части дайки меняется от андезита к дацит-риолито-дациту. Этот пример с достаточной убедительностью говорит о возможности смешения двух контрастных типов магм.

Довольно интересные доклады были представлены на секции «Абсолютный возраст и изотопы в приложении к проблемам вулканологии». Не вдаваясь в разбор всех 25 сообщений, сделанных на этой секции, остановимся лишь на тех из них, которые имеют непосредственное отношение к проблеме магмы.

Совместный доклад Р. Армстронга, Р. Скотта (США) и Дж. Даш и Р. Несбита (Австралия) показал, что изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} игнимбритов Большого бассейна (США) и связанных с ними вулканических образований не постоянны и меняются в зависимости от времени извержения, положения вулканических центров и состава магм.

Авторы объясняют изменения этих отношений не только случаями контаминации, но и неоднородностью изотопных отношений Sr^{87}/Sr^{86} в разрезе верхней мантии и низов коры, в пределах которых были генерированы изученные магматические ассоциации.

А. Ковач (Венгрия) изучил отношения Sr^{87}/Sr^{86} в средних и кислых вулканитах третичного возраста Венгрии и пришел к заключению,

что наблюдается параллелизм между избытком в содержании радиогенного стронция и эволюцией вулканических процессов в целом. Интересно, что в начальной стадии вулканизма (фаза стратовулканов) отношение Sr^{87}/Sr^{86} возрастает монотонно, достигает максимума в стадии кальдерного обрушения и главного пароксизма и снова возрастает, но слабо, в финальной стадии вулканизма. Принимая во внимание, что магматические очаги стратовулканов расположены глубже, чем магматические очаги последующих извержений, А. Ковач высказал предположение о роли контаминации в образовании избытка радиогенного стронция в ходе магматической эволюции. В противоположность средним типам пород, риолитовые разновидности вулканитов не обнаруживают заметных колебаний в отношении Sr^{87}/Sr^{86} во времени, что объясняется полной коровой природой кислых магм.

В докладе «Изотопы свинца и стронция в вулканических породах Японии», японский ученый Курасава отметил, что изотопы свинца в первичных базальтах проявляют тенденцию уменьшения радиоактивной составной при переходе от Тихоокеанской части Центрального Хонсю к Японскому морю. Интересно отметить, что в этом направлении, т. е. при переходе к континентальной зоне, происходит смена толеитовых базальтов щелочными и увеличение количества радиоактивного стронция.

В дифференцированных сериях лав отношения Pb^{206}/Pb^{204}—незначительны, а отношения Sr^{87}/Sr^{86} выше, чем у базальтов.

Источником радиогенного свинца автор считает ассимилированные докембрийские породы низов коры.

Более подробный доклад о соотношениях Sr^{87}/Sr^{86} на материале изучения более пятисот континентальных и океанических вулканических пород сделал Ж. Пауэлл (США) в докладе «Изотопный состав стронция в вулканических породах».

Указывая на избыточность радиогенного стронция в вулканических породах континентов, Ж. Пауэлл высказывает убеждение, что радиогенный стронций наследуется от древних пород при их частичном плавлении или в результате интенсивной контаминации магм. При этом, кристаллизационной дифференциации им не отводится такой роли, как думают обычно. Захват радиогенного стронция из пород коры наблюдается даже в мафических лавах.

В докладе «Свинец в лавах Гаваи», М. Тацумото (США) на основании изучения свинца, урана и тория в лавах Гавайских островов пришел к убеждению, что щелочные базальтовые магмы образовались из толеитовой магмы, или источники обеих магм находились в тесной ассоциации. Им отмечалось также, что зависимость между временем формирования вулканов и радиогенной характеристикой их продуктов отсутствует, что говорит о том, что источники базальтов различных вулканов не являются одними и теми же.

Из докладов, заслушанных по остальным секциям, следует остановиться на сообщении американского ученого Дж. Грина «Лунные каль-

деры». В докладе было подчеркнуто, что лунная поверхность имеет главным образом вулканическую природу, что доказывается как морфологически, так и химическими особенностями лунных образцов. Автор отрицал ударное происхождение многих лунных кратеров, сравнивая их с соответствующими аналогами вулканических кратеров на Земле.

Ссылаясь на фотографии Аполлона-9, автор обращал внимание на слоистое залегание пирокластики или потоков на стенках лунных кальдер.

В заключение отметим, что большой интерес представляли экскурсии. Так, осмотр обнажений в зоне шельфа Северного моря дал возможность ознакомиться с интрузиями трахитовых фонолитов — субвулканическими базальтами, дайками и некками туфов и щелочными лавами, кварц-долеритовыми и щелочно-долеритовыми силлами.

Были осмотрены также различные типы щелочных серий лав палеозоя Шотландского Среднегорья, морфологические особенности хорошо обнаженных корней вулканических тел.

Приведенные выше краткие данные отмечают некоторые достижения за последние годы в зарубежных и отечественных научно-исследовательских организациях, занимающихся разработкой различных аспектов проблемы магматизма. Внимание, уделяемое этой проблеме, объясняется ее важным научно-теоретическим значением в выяснении вопросов магмообразования, с которыми генетически связаны и процессы рудообразования.

Все вышеизложенное, мы надеемся, окажет некоторую помощь в теоретических исследованиях наших ученых, занимающихся различными аспектами проблемы магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 9 IV 1971

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 5, 92—93, 1971

УДК 55 (091)

РЕФЕРАТЫ

А. С. ВАРТАНЯН

РУССКО-АРМЯНСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЯЗИ В XIX и НАЧАЛЕ XX ВЕКОВ

Корни армяно-русских отношений лежат в глубине веков и их история (и в области геологических наук) богата прекрасными традициями и светлыми страницами, которые представляют огромный научный и политический интерес.

В работе (2,5 печ. листа) автор, исходя из фактических данных большого количества архивных и литературных материалов, показывает как на протяжении веков в экономике и культуре росли связи армянского и русского народов, обстоятельно раскрывает благотворную роль русской науки в истории развития геологических знаний и горнорудной промышленности Армении.

Исследования, проведенные в конце XVIII и начале XIX веков русскими путешественниками и учеными-естествоиспытателями, подготовили почву для систематического изучения геологического строения Кавказа и Армении, освоения его природных богатств.

Одними из первых русских академических экспедиций, снаряженных на Кавказ, были экспедиции И. А. Гильденштедта в 1768—1775 гг. и С. Г. Гмелина в 1768—1774 гг. В реферируемой работе подробно описывается также экспедиция А. А. Мусина-Пушкина в 1799 году; отмечается, что исследования этих экспедиций значительно расширили представления о первоначальном периоде развития горного промысла в Армении, о богатствах недр Кавказского края, помогли восстановить старые и заложить новые рудники в Алавердском районе, усовершенствовать Алавердский медеплавильный завод. В этой связи отмечаются работы Куна, Гурьева, Эйхвальда, Воскобойникова и других, сыгравших немалую роль в изучении геологического строения отдельных районов Армении.

С развитием капитализма в России, в том числе и в Закавказье и Армении, наблюдается закономерный процесс — стремление армянской молодежи к техническим знаниям. Уже в конце XIX столетия в Петербурге, Москве, Варшаве, Томске, Берлине, Женеве обучалось значительное количество юношей-армян.

Далеко от родины формировались такие крупные ученые и деятели культуры, как братья академики Л. Орбели и И. Орбели, академик Я. Таманян и многие другие представители передовой армянской интеллигенции, которые работали в крупных культурных и научных центрах России и Европы. В работе подробно освещается деятельность член-

-корреспондента Всероссийской академии наук профессора А. Е. Арцруни, Л. А. Спендиарова, а также крупных специалистов более позднего поколения — О. Т. Карапетяна, В. Н. Лодочникова, Л. А. Варданянца и др., внесших огромный вклад в отечественную науку.

В реферируемой работе всесторонне освещается также роль Кавказского горного Управления, Кавказского отделения Русского Геологического общества, топографического отдела Кавказского военного округа и других учреждений в изучении геологии Кавказа и Армении до установления Советской власти в стране. Отмечаются работы кавказских геологов того времени — Г. Г. Цулукидзе, В. И. Архипова, Г. Б. Халатова, С. Г. Симоновича, Н. И. Лебедева, А. М. Коншина, Н. Н. Барбот-де-Марни, А. Г. Эрна, Л. К. Конюшевского, Л. В. Круга, В. В. Богачева, Л. П. Герасимова и многих других, а также топографов под руководством И. И. Ходзько.

Все геологические и геологоразведочные работы, проведенные до установления Советской власти в Армении, явились значительным вкладом в дело изучения геологии страны и познания ее недр. В работе отмечается, что подлинное русско-армянское творческое содружество, в частности, в области геологических наук, стало возможным лишь после установления Советской власти в Армении, когда молодая Советская республика встала на путь невиданного экономического и культурного прогресса. Достижению армянскими геологами больших успехов в изучении недр республики способствовали из года в год расширяющиеся связи их с крупными русскими учеными, это же обстоятельство способствовало бурному развитию современной геологической мысли в Армении.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16 VIII 1971.

Полный текст статьи депонирован в ВИНИТИ