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՝ աշխարհագր. գիտ. դոկտոր 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. Հասրաբյան, *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. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Ա. Աղամալյան

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,* докт. географ. наук *А. Б. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян,* канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян, чл.-корр.* АН АрмССР *А. А. Габриелян,* 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 канд. геол.-мин. наук *В. А. Агамалян.*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

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

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 3—7, 1970

П. М. АСЛАНЯН

НОВЫЕ ВИДЫ UNIONIDAE ИЗ ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ СВИТЫ АРМЯНСКОЙ ССР

При изучении моллюсковой фауны октемберянской свиты (средний-верхний миоцен) наряду с раннеизвестными видами такими как: Unio mactrella Bog., U. cosmianus Bog., U. cf. flabellatus Goldf., U. aff. pronus Martens, U. aff. athleta Lindh. определяющими возраст этой свиты как средний миоцен, были выявлены новые виды унионид. Кроме этого как в естественных обнажениях, так и в кернах скважин, весьма часто попадаются крышечки, принадлежащие к родам: Bithynia и Viviparus. Настоящее сообщение посвящено описанию трех новых видов унионид: Unio hoctemberiani Aslanjan nov. sp., U. nairica Aslanjan nov. sp., U. jatzkoi Aslanjan nov. sp. Приводится также весьма краткое описание крышечки Viviparus novorossicus Sinz. Во время работы над изучением фауны октемберянской свиты автор пользовался консультацией ведущего знатока Unionidae профессора Одесского университета И. Я. Яцко

Описание видов

Класс *Bivalvia*

Отряд Praeheterodonta

Семейство **Unionidae**

Род **UNIO RETZINS**, 1788

Unio hoctemberiani* Aslanjan nov. sp.

Табл. II, фиг. 1—4

Голотип. Институт геологических наук АН Армянской ССР, № 23/II, верхний сармат-октемберянская толща.

Диагноз. Раковина округленно-овальная средних размеров. Макушка широкая, вздутая. От макушки до заднего угла раковины протягивается ясно выраженный киль. Закилевое поле узкое, покатое.

Описание. Многочисленные, хорошо сохранившиеся раковины дают нам материал для описания. Большинство из раковин средних размеров, хотя имеются и размером поменьше. Замочный край широкий, дугообразно переходящий в округленный, сравнительно короткий передний край. Задний край оттянутый, удлиненный на 2/3 длины, начиная от макушки резко опускающийся под острым углом участок, почти параллельный переднему краю (длина составляет 1/6 всей длины заднего

* По названию местности в Армении.

края) после чего плавно переходящий в округленный, в отдельных случаях, весьма незначительно, в нижний край. Замок хорошо развит. В нашем распоряжении с открытым замком имеются лишь левые створки, почему и мы ограничимся ее характеристикой: прямо под макушкой находится крупный, покатый, треугольный главный ложнокардинальный зуб, впереди этого зуба находится широкая, глубокая, изборожденная зубная яма. Яма, находящаяся позади кардинального зуба, не характерная, не глубокая. Задние латеральные зубы широкопластинчатые, мощные, отделенные глубоким промежутком. Наружная поверхность с хорошо развитыми концентрическими линиями нарастания. Внутренняя поверхность створок гладкая, хорошо заметен передний, глубокий мускульный отпечаток. Задний мускульный отпечаток широкий, неглубокий.

Размеры (в мм)

Длина	57,0	53,0	50,0	47,0	46,0
высота	40,0	42,0	33,0	31,0	32,0
выпуклость . . .	13,5	13,0	13,0	12,0	12,0

Сравнительные заметки. Наша форма по внешнему очертанию и деталям строения резко отличается от всех известных представителей рода Unio, описанных и изображенных из сарматских отложений. По размерам раковины и ее очертаниям он несколько напоминает Unio cosmianus Bog., встречающийся иногда вместе с ним, но отличается от него характером киля в закилевой части, которая более резкая и покатая у нового вида, деталями замка и наружной поверхности, меньшей вздутостью макушек. Выделенный новый вид похож также на Unio inostranzevi Bog., описанный В. Богачевым из миоценовых отложений Тургая (Богачев, Материалы к пресноводной фауне Евразии, 1961, стр. 174, табл. XXVV, фиг. 1—7), отличающийся меньшим размером, сравнительно вздутой макушкой, характером ложнокардинального зуба. По общему очертанию Unic hoctemberiani близок к левантийским Unio stoliczkai Neymayer (Богачев, там же, стр. 207, табл. XIII, рис. 1—4), отличаясь тем, что у последнего макушка занимает более переднее положение.

Местонахождение и возраст. Октемберянский район, сел. Ервандашат, октемберянская свита.

Unio nairica* Aslanjan nov. sp.

Табл. I, фиг. 5—10

Голотип. Институт геологических наук АН Армянской ССР, № 23/12, верхний сармат-октемберянская толща.

Диагноз. Почти округлые, короткие, выпуклые, среднего размера и меньше, неравносторонние, вытянутые в отдельных случаях в дли-

* Древнее название Армении.

ну, в других—в высоту, с выдающейся макушкой и характерным килем раковины.

Описание. Большинство раковин небольших размеров, округлые, вздутые в примакушечной части, с почти параллельными верхними и нижними краями. Макушка высокая, вздутая, загнутая слегка вниз и вперед. Хорошо прослеживается киль, протягивающийся от макушки к нижнему заднему краю и резко разделяющий поверхность створок на две неравные части. Это особенно хорошо замечается на раковинах правых створок, а на левых киль более сглаженный и не острый. Наружная поверхность створок почти гладкая, с не очень шероховатыми концентрическими линиями нарастания.

Правая створка несет один раздвоенный ложнокардинальный зуб и по два латеральных пластинчатых зуба. Левая створка имеет два ложнокардинальных, в форме пирамидальных образований, зуба и два латеральных зуба. Внутренняя поверхность створок гладкая, мантийная линия цельная. Раковины толстостенные, сильно кристаллизованные.

Размеры (в мм)

Длина	42,0	31,0	30,0	29,0	24,0
высота	24,0	22,0	21,0	22,0	17,0
выпуклость . . .	18,0	17,0	17,0	17,0	14,0

Сравнительные заметки. Нашу форму можно сравнить с Unio cosmianus Bog. из тех же слоев, которые содержат выделяемый новый вид. Общее очертание, расположение зубов, их форма довольно близки, но отличаются меньшими размерами, развитием киля и расположением макушки. Выделенный новый вид более короткий, высокий, вздутый, макушка расположена ближе к передней части и вздутая, у отдельных экземпляров передняя и задняя части створок почти параллельны, наружная поверхность гладкая. По общему очертанию наш материал очень мало похож на Unio sinzovi Bog. из левантийских слоев (Богачев, Материалы к истории пресноводной фауны Евразии, 1961, стр. 210, табл. XXXVII а, фиг. 5,9).

Местонахождение и возраст. Октемберянский район, сел. Ервандашат, октемберянская свита.

Unio jatzkoi* Aslanjan nov. sp.

Табл. I, фиг. 1—4

Голотип. Институт геологических наук АН Армянской ССР, № 23/13, верхний сармат, октемберянская свита.

Диагноз. Очень вздутые, треугольно-эллипсоидальные крыловидные вытянутые раковины с выдающейся макушкой и слабым килем и концентрическими линиями нарастания и ребер. Замочный край дугообразный, широкий.

* В честь И. Я. Яцко, профессора Одесского университета.

Материал. Две двустворчатые особи и одна левая створка хорошей сохранности.

Описание. Раковина средних размеров, треугольно-эллипсоидального очертания, вздутая. Передний край короткий, выпуклый, резко переходящий в нижний, удлиненный, выпуклый край. Задний край продолговатый, пологоспускающийся. Створки почти равные, толстослоистые. От макушки к нижнему полю протягивается слабо заметный киль.

После килеобразного перегиба наблюдается депрессионный участок, довольно четко выраженный лишь около нижнего края. Макушка большая, загнутая вниз и вперед, поверхность гладкая. Наружная поверхность створок украшена концентрическими линиями нарастания, особенно хорошо наблюдаемыми в нижней части раковины, а также несет широкие, выпуклые ребра, отделенные глубокими межреберными промежутками. Луночка и щиток ясно выражены. На одной левой створке можно наблюдать один крупный, треугольный ложнокардинальный зуб. Передние латеральные зубы едва заметны, задние пластинчатые, удлиненные, отделенные глубокой ямкой.

Размеры (в мм)

Длина	49,0	36,0	34,0
высота	37,0	29,5	28,0
выпуклость 2-х створок . .	31,0	—	23,0

Сравнительные заметки. Выделяемый нами новый вид по своему внешнему облику немного похож на недавно выделенный Э. Мовлазаде. (Пресноводные элементы сарматской фауны г. Молладаг) из сарматских отложений эльдарской свиты г. Молладаг. Unio alatus отличаясь от него отсутствием крыловидной депрессии, большей вздутостью и характером макушки. От Unio athleta Lindh., похожей своей вздутостью, большой макушкой и др., отличается наличием и характером киля. От Unio craiovensis Tourn. var. (Teiysseyr. Fauna Neogena a Romanie: табл. III, фиг. 7а, в и др.) отличается характером макушки, меньшей вытянутостью, изящностью линий нарастания и др.

Местонахождение и возраст. Октемберянский район, сел. Ервандашат, октемберянская свита.

Семейство **Viviparidae**

Род **VIVIPARUS MONTFORT**, 1910

(= Paludina Lamk., 1812)

Viviparus novorossicus Sinzov

Табл. II, фиг. 6—8

1955. Viviparus novoroşsicus Волкова. Полевой атлас третичных отложений, стр. 26, табл. VI, фиг. 1, 2, 3.

1961. Viviparus novorossicus Богачев. Материалы к истории пресноводной фауны, стр. 279.

1а

1б

2

3

4

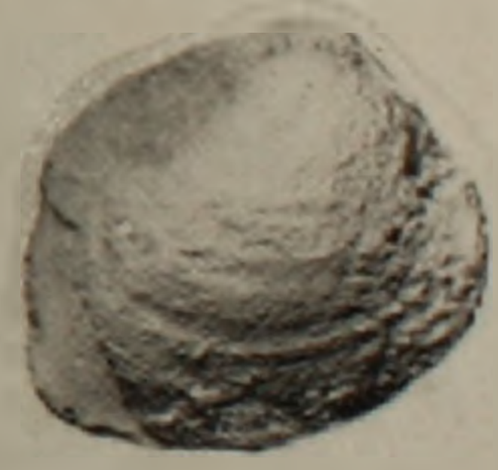
5

6

7

8

9



10

Фиг. 1, 2, 3, 4. Unio jatzkoi Aslanjan nov. sp. Фиг. 1а, 4—правая створка: Фиг. 1б, 3—левая створка. Фиг. 2—левая створка с внутренней стороны. Нат. величина. Октемберянский район, сел. Ервандашат. Фиг. 5—10. Unio natrica Aslanjan nov. sp. Фиг. 5—ядро левой створки. Фиг. 6, 7, 9—левые створки. Фиг. 8, 10—правые створки. Нат. величина, сел. Ервандашат.

1

2

3

4

5

6

8

7

Фиг. 1—4. Unio hoctemberiani Aslanjan nov. sp. Фиг. 1—левая створка с внутренней стороны. Фиг. 2, 4—левые створки. Фиг. 3—правая створка. Нат. величина, сел. Ервандашат. Фиг. 5. Крышечка Bithynia ventricosa Gray. Нат. величина. Октемберянский район, скв. 22, гл. 1101,0—1113,5 м. Фиг. 6. Крышечка Viviparus novorossicus Sinz, Отдельная крышечка. Нат. величина. Район сел. Ушакерт. Фиг. 7, 8. Крышечка Viviparus novorossicus Sinz. Нат. величина. Скв. № 27, гл. 414—512 м.

Многочисленные хорошей сохранности крышечки.

Описание крышечек. Довольно толстые, овально-удлиненные известковистые образования с продвинутым вперед ядром, с пластинчатыми слойками немного воздымающимся задним концом. Наружная поверхность почти гладкая, первый слой матовый, а под ним известковистый слой с тонкими концентрическими линиями, особенно хорошо заметными у высокого, крученного ядра. Внутренняя поверхность крышек гладкая с хорошо заметными черепицеобразно налегающими двумя слоями, причем на первом краевом листе заметны концентрические линии, а вторая центральная, почти гладкая.

Размеры (в мм)

Длина	10.5	10,0
ширина	7,5	7,0
выпуклость	2,0	2,0

Местонахождение. Октемберянский район, сел. Ушакерт, а также керны из скв. 22, 25, 27 и др.

Распространение и возраст вида. Верхний сармат и мэотис Кавказа, Украины.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21.IV.1969.

Պ. Մ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

UNIONIDAE ԽՄԲԻ ՆՈՐ ՏԵՍԱԿՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻՑ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում նկարագրվում են Հայկական ՍՍՀ Հոկտեմբերյանի շրջանի համանուն շերտախմբում (միջին-վերին միոցեն) հանդիպող Unionidae *խմբի երեք նոր տեսակներ։ Դրանք են* Unio hoctemberiani Aslanjan nov. sp. U. jatzkoi Aslanjan nov. sp., U. nairica Aslanjan nov. sp., *ինչպես նաև* Viviparus novorossicus Sinz. *տեսակի կատարիչը։*

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. **Богачев В. В.** Материалы к пресноводной фауне Евразии. Изд. АН УССР. Киев, 1961.
2. **Волкова Н. Н.** Полевой атлас фауны третичных отложений Центрального Предкавказья. Изд. ГНТИ, М., 1955.
3. **Мовлазаде Э. З.** Пресноводные элементы сарматской фауны г. Молладаг, в междуречье Куры и Иори (Зап. Азербайджан). Известия АН Азерб. ССР, серия геол. географ наук, № 1. 1964.

Известия АН Армянской ССР. Науки о Земле, 6, 8—18, 1970

Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ, Л. В. КАЛАМКАРОВ, В. Г. КУЗНЕЦОВ

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ И ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Во всех нефтегазоносных провинциях СССР, а в особенности в районах, где поиски месторождений нефти и газа только ведутся, большое внимание уделяется изучению региональных особенностей геологии, определяющих возможности генерации нефти и газа, пути их миграции и влияющих на характер размещения залежей в разрезе и по площади. Одним из важнейших аспектов такого исследования является выделение возможно нефтегазоносных комплексов и их всестороннее изучение. Проведение таких исследований на территории Армянской ССР возможно уже по имеющимся материалам поисково-разведочных работ и необходимо в дальнейшем, в частности, в связи с тем, что по Генеральной схеме развития разведочных работ на газ на этой территории предусмотрен большой объем опорного и параметрического бурения. Представляется целесообразным изложить вначале некоторые общие представления о нефтегазоносных комплексах, которые сложились при исследовании ряда нефтегазоносных районов СССР, а затем рассмотреть возможность выделения потенциально нефтегазоносных комплексов в разрезе осадочных образований.

Разрез осадочных образований, слагающих седиментационные бассейны, обычно расчленяется на ряд литологических комплексов, имеющих определенный литологический состав, содержащих коллекторские и экранирующие толщи и в той или иной степени отличающихся друг от друга. Нередко такие комплексы соответствуют отдельным стадиям геологической истории региона и тогда границы комплексов в общих чертах совпадают со стратиграфическими границами, однако последнее обстоятельство не всегда имеет место (например, терригенный комплекс нижнего карбона Урало-Поволжья в различных местах имеет возраст от нижневизейского до средневизейского). Практическое значение выделения, детального и всестороннего изучения таких комплексов в геологии нефти и газа связано с тем, что они нередко являются нефтегазоносными. Последнее определяется рядом обстоятельств— они содержат толщи-коллекторы, перемежающиеся с экранирующими породами, нередко являются самостоятельными гидрогеологическими комплексами, могут содержать нефтегазопродуцирующие породы, иметь специфический характер ловушек и т. д. Рассмотрим подробнее некоторые из этих особенностей.

Нефтегазоносные комплексы (НГК) могут представлять собой толщи относительно однородного литологического состава. Таков, например, карбонатный комплекс верхнего девона-турне Волго-Ураль-

ской области, межсолевой комплекс Припятской впадины (задонский и елецкий горизонты фаменского яруса), сложенные преимущественно известняками и доломитами. Сравнительно простые по своей литологии терригенные комплексы нижнего и среднего карбона Волго-Уральской области, нижнемеловой (апт-нижнеальбский) комплекс Бухаро-Хивинской области, сложенные песчано-глинистыми отложениями. В то же время известны литологически весьма сложные образования. Так называемый терригенный комплекс среднего-верхнего девона (эйфельско-нижнефранский) Урало-Поволжья представлен переслаиванием глин, песчаников и карбонатных пород. Типы залежей и характер их распределения в разрезе наиболее разнообразны.

Нефтегазоносные комплексы разделяются между собой региональноо выдержанными экранирующими толщами, залегающими в кровле комплекса, мощность и стратиграфический объем которых могут меняться на площади. Такими покрышками могут быть гидрохимические породы—соли (верхнеюрская кимеридж-титонская гаурдакская свита в Средней Азии, галогены кунгурского яруса Урало-Поволжья), верхнесолевой комплекс (елецкий и данково-лебедянский горизонты фаменского яруса) Белоруссии, ленский ярус нижнего кембрия Сибири или глинистые толщи (нижнеальбские и нижнетуронские отложения) Бухаро-Хивинской области, кыновский горизонт франского яруса Волго-Уральской области, акчагыльский ярус для среднего и верхнего отдела и надкирмакинская глинистая для нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, майкопская свита Северного Предкавказья и т. д.

Стратиграфический объем таких покрышек не обязательно строго постоянен на всей территории развития. Хорошим примером в этом отношении может служить верхнеюрско-нижнемеловая региональная покрышка, изолирующая юрскую нефтегазоносную толщу Западной Сибири, которая является весьма сложным геологическим телом. Подошва ее в основном совпадает с подошвой тутлеймских (валанжин) или абалакских (келловей-нижневолжский) глин на западе и нижнемарьяновских или баженовских глин (низы верхней юры) почти на всей остальной территории. В прибортовых частях бассейна ее подошва местами поднимается до готерива. Стратиграфическое положение кровли ее меняется в разных районах от валанжина до апта [13]. Терригенный комплекс нижнего карбона Урало-Поволжья, являющийся покрышкой верхнедевонско-туронского НГК в целом имеет возраст от низов визе (елховский горизонт малиновского надгоризонта) до кровли среднего визе (тульский горизонт яснополянского надгоризонта), однако в разных районах этот объем сокращается как за счет нижней, так и за счет верхней границ.

При небольшой мощности региональной покрышки в этом случае в обоих комплексах могут формироваться гидродинамически связанные залежи (многие залежи турне и бобриковского горизонта визе Урало-Поволжья).

Кроме общей для всего комплекса залегающей в кровле и регионально развитой покрышки, определяющей нередко само обособление данного комплекса, внутри его могут быть отдельные менее выдержанные и меньшей мощности непроницаемые экранирующие пачки.

Поскольку НГК отделены друг от друга непроницаемыми толщами, они нередко представляют самостоятельные гидрогеологические комплексы, поэтому разнообразные гидрогеологические исследования должны входить в задачу изучения НГК [9]. Надо отметить, что отнюдь не каждый водоносный комплекс является нефтегазоносным, но практически все НГК являются водоносными. Это и понятно, так как нефть и газ являются лишь незначительными по объему компонентами подземных пластовых флюидов и формирование их залежей происходит в насыщенной водой среде, причем гидрогеологические факторы влияют на положение, часто размеры, форму и фазовое состояние залежей и их сохранность.

Обычно НГК характеризуются затрудненным водообменом и соответствующей гидрохимией вод. Как правило воды высокоминерализованные, хлоркальциевые, реже гидрокарбонатно-натриевые и др., характерно отсутствие или небольшое количество сульфатов, наличие иногда в значительных количествах брома, йода, бора, нафтеносных кислот и т. д. Однако подобная обстановка не является обязательной. Как правило, стратиграфически и гипсометрически более глубокие НГК характеризуются большей гидрогеологической закрытостью и соответствующими гидрохимическими показателями. Тем не менее, существуют своеобразные (по-видимому, первично нефтегазоносные комплексы, о чем будет сказано ниже) НГК, имеющие «аномальные», судя по их положению в стратиграфическом разрезе, гидрогеологические характеристики. Например, воды хадумских отложений (н. олигоцен) Западного и Центрального Предкавказья по сравнению с нижележащими палеоценовыми характеризуются практически полным отсутствием сульфатов, высоким содержанием йода, брома и бора, предельным углеводородонасыщением и даже пересыщением. Еще более выразительным примером являются эоценовые отложения Устюрта, содержащие сингенетичные, возможно даже биохимические газовые залежи (Аккулко-Базайское месторождение и др.). Воды этого комплекса хлоркальциевые, бессульфатные с минерализацией около 80 г/л, насыщенные углеводородными газами, причем в составе растворенных газов резко преобладает метан. В подстилающих меловых отложениях, где залежей нефти и газа не выявлено, и перспективы их открытия оцениваются весьма невысоко, воды сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые слабо минерализованы с давлением насыщения в 1—2 ат, высокими дефицитами упругости, причем в составе растворенных газов преобладает азот.

Поскольку литолого-стратиграфические НГК нередко отражают определенные этапы развития региона, они могут иметь свои в той или иной степени различающиеся структурно-тектонические планы, что в значительной степени определяет размещение в них залежей нефти

и газа. Кроме того, отдельные НГК могут содержать и совершенно специфические, только для данного комплекса характерные типы ловушек и прежде всего литологические, палеоденудационно-аккумулятивные и структурно-стратиграфические. Например, в карбонатном комплексе верхнего девона-турне Волго-Уральской области большую роль играют залежи, связанные с рифовыми телами и структурами уплотнения над ними [7, 10, 12]. В вышележащих комплексах в ряде случаев сохраняются тектонические поднятия в виде структур уплотнения, а в нижележащем комплексе терригенного девона они полностью отсутствуют. В терригенных комплексах девона, нижнего и среднего карбона имеются ловушки в руслах палеорек и их дельт [7]. К границам размыва во многих случаях приурочены структурно-стратиграфические и палеокарстовые ловушки и т. д.

Одни НГК могут содержать в своем объеме нефтегазогенерирующие толщи, которые обеспечивают формирование залежей нефти и газа этого комплекса, другие таких толщ не содержат, или последние находятся в таких термодинамических условиях, когда их генерирующая способность еще не реализована*. Первые могут быть названы первично (сингенетично) нефтегазоносными комплексами, вторые—вторично нефтегазоносными. Примерами первично НГК могут быть майкопская и менилитовая свиты олигоцена Предкавказья и Предкарпатья, межсолевые отложения Припятской впадины и т. д. Распределение генерирующих толщ в объеме НГК весьма разнообразно. Такой НГК как майкопская свита в массе своей способна генерировать углеводороды, в других случаях продуцирующие пачки представляют собой отдельные пласты в разрезе НГК, как это имеет место в терригенной толще девона Волго-Уральской области, где к нефтематеринским породам относятся карбонатно-глинистые и глинистые отложения бийского, афонинского, старооскольского и муллинского горизонтов [14], либо, наконец, они могут охватывать широкий стратиграфический интервал вплоть до возрастного диапазона всего НГК, располагаясь, однако, локально в пределах определенной фациальной зоны. Так, в карбонатном НГК верхнего девона-турне Волго-Уральской области генерирующими породами служат отложения доманиковского горизонта мощностью в 20—40 м, развитые практически по всей территории и отложения доманиковых (депрессионных) фаций, поднимающихся в разрезе до турне включительно, но расположенных в сравнительно узкой зоне Камско-Кинельской впадины, где мощность их достигает 300—500 м [6].

Расположение залежей в первично НГК зависит от соотношения пород коллекторов и покрышек, развития ловушек, гидрогеологической обстановки и т. д.

Углеводороды во вторично НГК попадают в результате вертикальной и латеральной миграции из первично НГК, расположенных стра-

* Геологические и геохимические особенности нефтегазоматеринских толщ и термодинамические условия нефтегазообразования рассмотрены во многих работах, в частности Н. Б. Вассоевичем [3], М. Ф. Двали [8], В. А. Соколовым и др. [16].

тиграфически ниже, а также одновозрастных и возможно более моло дых, но залегающих гипсометрически более глубоко. Площадное рас пределение залежей в них (вторично НГК) в значительной степени оп ределяется условиями и путями миграции углеводородов. Так, если первично НГК покрывается мощной региональной покрышкой, то угле водороды, мигрируя под ней вверх по восстанию пластов, попадают в вышележащие отложения у границ распространения покрышки. В этой полосе в вышележащем вторично НГК нередко образуются зале жи нефти и газа часто весьма крупные. Так, например, вдоль северной границы развития верхнеюрской гипсоносно-соленосной толщи в пре делах Бухаро-Хивинской области за счет миграции из-под соли в мело вых отложениях образовались месторождения Газлинского, Каганско го, Мубарекского и других районов. Аналогична полоса небольших га зовых месторождений в верхнепермских отложениях Волгоградской об ласти, сформировавшихся у западной границы развития кунгурской солевой покрышки за счет миграции газа из подсолевых отложений. При наличии локальных участков разрыва сплошности покрышки (зо ны разломов, «сквозные» межсолевые мульды в солянокупольных об ластях, участки резкого опесчанивания и т. д.) углеводороды могут прорываться вверх и образовывать там залежи во вторично НГК. Та ковы, например, меловые месторождения Байрам-Али-Репетекской зоны Каракумского нефтегазоносного бассейна.

Таким образом, при наличии первично НГК в нижней части разре за стратиграфический этаж нефтегазоносности возрастает в зонах вы клинивания региональной покрышки этого НГК или резкого ухудше ния ее экранирующих свойств.

Вертикальное распределение залежей нефти и газа в разрезе НГК определяется прежде всего наличием покрышек, их мощностью, экра нирующей способностью и соотношением с коллекторскими пластами. В общем случае большинство залежей концентрируется в верхней час ти НГК практически непосредственно под региональной покрышкой. Таковы, например, залежи в известняках турне и башкирского яруса, в песчаниках пашийского горизонта в Урало-Поволжье, в XV и XII го ризонтах Бухаро-Хивинской области и др.

Залежи под промежуточными покрышками обычно более редки и, как правило, невелики по запасам—фаменские залежи Ефремово-Зы ково, малевская залежь Ириновки (Урало-Поволжье), залежь в XIII горизонте Караул-Базара (Бухаро-Хивинская область) и др. Вместе с тем, при большой дифференцированности разреза в смысле распреде ления в нем коллекторских и экранирующих пород могут формировать ся многочисленные залежи по всему разрезу комплекса. Примером мо гут служить залежи в нижнем, а также среднем и верхнем отделах продуктивной толщи Апшеронского полуострова, региональной покрыш кой для которых служат соответственно надкирмакинская глинистая свита и апшеронский ярус.

В НГК нередко отмечается четкая площадная зональность в рас-

пределении залежей по их фазовому состоянию, физико-химическим свойствам нефтей и газов—газонасыщенности, плотности, сернистости и т. д. (нижний отдел продуктивной толщи Азербайджана, подсолевые отложения Предуральского краевого прогиба).

Таким образом, возможно (потенциально) нефтегазоносный комплекс это ассоциация пород-коллекторов с породами-покрышками, причем наиболее мощные и обладающие лучшими экранирующими свойствами толщи-покрышки залегают в кровле комплекса, определяя специфическую гидрогеологическую обстановку. При наличии в резервуарах комплекса нефти или газа потенциально НГК превращаются в собственно НГК, которые могут быть первично (сингенетично) НГК, если содержат в своем объеме генерирующие углеводороды толщи и вторично (эпигенетично) НГК, если таких толщ не содержат.

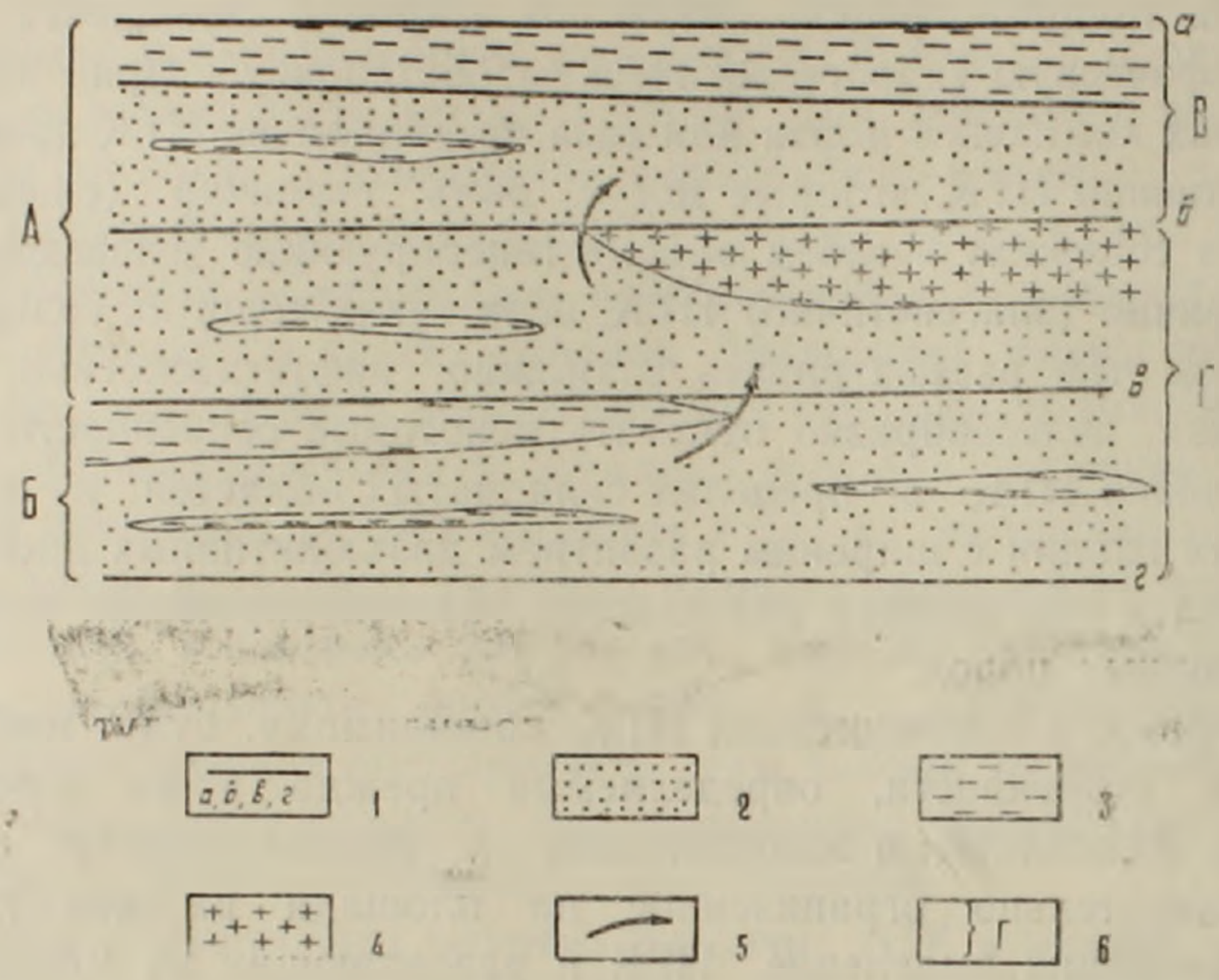
Прежде чем рассматривать возможно нефтегазоносные комплексы Армении, целесообразно отметить некоторые особенности строения и соотношения НГК в пределах складчатых областей и небольших межгорных впадин с широким развитием дизъюнктивных дислокаций и вулканизма и особенности размещения газогенерирующих толщ в разрезе осадочных пород.

Во-первых, в соотношениях НГК, по-видимому, будут наблюдаться некоторые особенности, определяемые прежде всего относительно быстрыми фациальными замещениями и выклиниванием отдельных толщ. Сравнительно ограниченное по площади развитие покрышек, обуславливающих выделение НГК и разделяющих их между собой, должно вести к тому, что по площади бассейна стратиграфический объем НГК может существенно меняться. Последнее обусловливает весьма своеобразные латеральные соотношения различных НГК, что в свою очередь определяет перетоки углеводородов и изменение стратиграфического диапазона нефтегазоносности и соответственно объема НГК. Принципиальная схема возможных соотношений показана на фиг. 1. Это обстоятельство способствует интенсивному перераспределению углеводородов между НГК не только в зонах ухудшения качества покрышек (участки опесчанивания, разломов и т. д.), но и по периферии развития покрышек.

Задача изучения таких НГК не может быть ограничена установлением их современного структурного положения, но как обязательный элемент должна включать рассмотрение палеоструктурных планов, поскольку условия перетока флюидов из одного НГК в другой могли существовать в прошлом.

Широкое развитие разломов различного типа и эффузивного вулканизма в этих регионах создает большое количество путей для вертикальной миграции углеводородов и сообщаемости различных НГК между собой, что не может не учитываться при оценке перспектив нефтегазоносности как всего возможно НГК, так и отдельных районов его развития. Влияние магматизма на залежи нефти и газа по настоящему не изучено. При непосредственном внедрении магмы в залежь,

последняя безусловно будет разрушаться, однако подобные случаи, по-видимому, чрезвычайно редки. В основном же магматизм, видимо, ведет к изменению и, в частности, ухудшению коллекторских свойств пород, однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что зона таких изменений весьма ограничена и не превышает 100 м [11].



Фиг. 1. Принципиальная схема возможных соотношений НГК. 1. Хроностратиграфические границы, 2. Песчаники, 3. Глины, 4. Соли, 5. Пути возможного перетока углеводородов, 6. Объем НГК в районах I и II.

Возможность образования высокотемпературных газов из органического вещества, давшего предварительно жидкие углеводороды, имеет, по-видимому, большое значение для складчатых областей. Многие древние первично битуминозные толщи здесь могли продуцировать нефть, однако сложная история геологического развития, наличие интенсивной складчатости, многочисленных перерывов и т. д. вели к разрушению имевшихся нефтяных скоплений. Погруженные на большие глубины и перекрытые мощным чехлом неметаморфизованных осадочных пород эти толщи могли дать вторые генерации уже преимущественно газообразных углеводородов, которые способны обеспечить формирование промышленных залежей в молодых покрывающих отложениях.

На территории Армении такими продуцентами газа, по-видимому, могут служить битуминозные отложения девона, перми и триаса. В частности, в пределах Араратской котловины они перекрыты осадочными породами мела, палеогена и неогена, которые и могут содержать вторичные залежи газа.

Одной из важнейших задач в решении проблемы нефтегазоносности Армянской ССР должно являться обоснованное выделение и исследование возможно нефтегазоносных комплексов.

Если с рассмотренных выше позиций подойти к разрезу третичных отложений Араратской котловины, подробно описанному А. Т. Асланяном [2], А. А. Габриеляном [4] и др., то необходимо прежде всего выделить наиболее мощные и относительно широко распространенные экранирующие толщи. Такими толщами могут служить преимущественно глинистые отложения верхнего миоцена (сармат и конк), гипсоносно-соленосные отложения среднего миоцена и средние глинистые подсвиты октемберянской (Приараксинский район) и шорагбюрской (Приереванский район) свит. Исследования Р. А. Аракеляна [1] позволяют предполагать, что эти подсвиты одновозрастны, может быть с несколько скользящими во времени границами, что, однако, не имеет принципиального значения. Исходя из этого, в третичных отложениях Араратской котловины можно предполагать наличие по крайней мере трех НГК.

Первый сверху охватывает отложения верхнего миоцена (конк и сармат) и возможно мэотиса. Это преимущественно глинистые отложения с пластами песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. Те небольшие геохимические данные, которые известны по этим отложениям (содержание органического вещества, его состав) и термодинамические условия, в которых они находятся (и, по-видимому, находились), позволяют предполагать, что этот комплекс может быть сингенетично газоносным (аналогично, например, эоцену Устюрта). Перспективность комплекса подтверждается, в частности, газовым выбросом в скважине у поселка Мартуни. Мощность комплекса достигает 1725 м, глубина залегания подошвы—1193 м в скв. № 4 Лукашин.

Второй возможно НГК, по-видимому, можно выделить в отложениях среднего и верхнего олигоцена, нижнего и среднего миоцена.

Покрышкой для него будут служить разновозрастные толщи—сред-неміоценовая гипсоносно-соленосная в пределах ее развития и верхнемиоценовые преимущественно глинистые отложения, в свою очередь являющиеся самостоятельным возможно первично газоносным комплексом. Нижняя граница второго возможного НГК проходит в кровле средних глинистых подсвит шорагбюрской и октемберянской свит. Стратиграфический объем резервуаров (нефтегазосодержащей толщи) этого возможно НГК не однозначен в разных районах. В Приараксинском районе при отсутствии соленосных отложений или их небольшой мощности он включает породы среднего миоцена (скв. 5-к, 2-р) верхнюю пестроцветную свиту и верхнюю песчано-глинистую подсвиту октемберянской свиты. В Приереванском районе резервуарами являются породы пестроцветной (в. олигоцен-н. миоцен) и верхней песчаной подсвиты шорагбюрской свиты (нижний-средний олигоцен). Перспективность этого комплекса подтверждается, в частности, газопроявлениями из-под соли в скв. № 4 Раздан, № 2 Масис, № 4 Лукашин, № 8 Зейва и др.

Наконец, третий возможно НГК покрывается средними глинистыми подсвитами октемберянской и шорагбюрской свит и включает отложе-

ния нижнего олигоцена (нижняя песчано-глинистая подсвита октемберянской свиты, нижняя пестроцветная свита Октемберянского района и нижняя песчано-глинистая подсвита шорагбюрской свиты Приереванского района) и возможно нижележащие отложения эоцена и палеоцена. Перспективность данного комплекса обосновывается получением промышленных притоков газа на Октемберянской площади.

Имеющиеся данные бурения указывают, что в пределах Араратской котловины соотношения выделенных возможно НГК будут довольно сложными и в общем виде могут соответствовать принципиальной схеме, показанной на фиг. 1. В частности, нижний возможно НГК будет локализован в областях развития глинистых подсвит октемберянской и шорагбюрской свит. При их отсутствии в районах скважин Зейва, Маркара, Масис, Неджерлу, стратиграфический объем резервуарной части второго возможно НГК, экранируемого гипсоносно-соленосными отложениями среднего миоцена и глинистыми породами верхнего миоцена, увеличивается за счет нижележащих пород эоцена и палеоцена.

Задачей ближайших исследований должна быть проверка правильности предложенного подразделения третичных отложений Араратской котловины на возможно НГК, выделение возможно НГК на остальной перспективной территории и в более глубоких частях разреза и их исследование. Оценку возможности генерации нефтяных и газовых углеводородов в отложениях возможно НГК, т. е. установление того, будут ли они первично или вторично нефтегазоносны, следует вести с помощью применяемых методов анализа органического вещества и его характера [15]. По-видимому, для более полной характеристики возможно НГК целесообразно составлять две серии карт. Карта покрышки на первом этапе должна отражать границы развития экранирующей толщи, изопахиты первичную оценку качества покрышки, например, в виде песчано-глинистого отношения для терригенных пород, т. е. отношения мощностей песчаников к мощности глин в разрезе, что в первом приближении можно установить по данным каротажа скважин и гипсоносно-солевого отношения для эвапоритовых пород (или отмечая зоны преимущественного развития сульфатных и галогенных пород), наличие и местоположение разломов, секущих эту толщу и отмеченных по данным бурения и геофизики в фундаменте и подстилающих отложениях. Желательно показывать также границы изменения стратиграфического диапазона покрышки и, индексом в соответствующих полях—сам диапазон.

Более углубленное изучение покрышек включает исследование трещиноватости пород и параметров, характеризующих фильтрующие свойства: максимальные размеры диаметров пор, проницаемость и давление прорыва газа через насыщенную жидкость системы поровых каналов [17].

Характеристика покрышки должна быть дополнена структурной картой ее подошвы, на которой отмечаются известные локальные

структуры и зоны их возможного развития, участки резких перепадов глубин залегания.

Карты резервуарной части возможно НГК (нефтегазоносной толщи) должны содержать данные о ее мощностях, стратиграфическом объеме; необходимо выделить зоны развития коллекторов и дать их первичную характеристику, например, в виде карты фаций коллекторов, т. е. выделением участков развития коллекторов отдельных типов с определенными значениями пористости и проницаемости. На этой карте необходимо показать все нефтегазопроявления комплекса, по возможности подразделив их на виды (получение притоков нефти и газа при опробовании, нефтегазопроявления при бурении, нефтегазонасыщенность керна, аномалии газового каротажа, газонасыщенность пластовых вод и т. д.). Гидрогеологические карты этой части возможно НГК включают данные о гидродинамике, гидрохимии, содержании компонентов — показателей нефтегазоносности, упругости и составе растворенных газов и т. д. Характеристика резервуарной части возможно НГК должна быть дополнена схемами корреляции, показывающими распространение отдельных коллекторских пластов, геологическими и палеогеологическими профилями.

На итоговой карте на тектонической основе целесообразно показывать области развития различных региональных покрышек, что позволит оценить возможные этажи нефтегазоносности в каждом районе.

Серия геологических и палеогеологических профилей должна показать современное положение основных возможно НГК и их развитие в течение геологической истории. На этих профилях важно отметить участки возможных современных и древних перетоков углеводородов.

Выполнение предлагаемого комплекса исследований позволит научно оценить перспективы нефтегазоносности региона, выявить районы и отложения с оптимальными для формирования и сохранения залежей нефти и газа и обоснованно проектировать постановку поисково-разведочных работ на нефть и газ.

МИНХ и ГП им. И. М. Губкина

Поступила 20.VI.1969.

Գ. Ռ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆՑ, Լ. Վ. ԿԱԼԱՄԲԱՐՈՎ, Վ. Գ. ԿՈՒԶՆԵՑՈՎ

ՆԱՎԹԱԳԱԶԱԲԵՐ ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԸ, ՆՐԱՆՑ ԱՌԱՆՁՆԱՑՄԱՆ ՍԿԶԲՈՒՆՔՆԵՐԸ ԵՎ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՄԱՆ ԽՆԴԻՐՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏԵՐԻՏՈՐԻԱՅՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Որոնողա-հետախուզական աշխատանքների նախնական փուլում կարևոր նշանակություն է ձեռք բերում հնարավոր նավթագազաբեր կոմպլեքսների առանձնացումը և նրանց բաղմակողմանի ուսումնասիրությունը։ Այդ տեսակետից Հայկական ՍՍՀ-ում կատարվող աշխատանքները ևս պետք է հիմք ծառայեն նույնպիսի հետազոտությունների համար։

Արարատյան գոգավորության երրորդական հասակի շերտախմբերում նավթագազաբեր կոմպլեքսներ հնարավոր է առանձնացնել՝ 1) վերին միոցե-

նի (կոնկ և սարմատ) և մեոտիսի կավային նստվածքներում, 2) միջին և վերին օլիգոցենի, ստորին ու միջին միոցենի առաջացումներում և 3) ստորին օլիգոցենի և զուցե էոցենի ու պալեոցենի շերտախմբերում։

Ուսումնասիրությունների մոտակա խնդիրը պետք է հանդիսանա Արարատյան գոգավորության երրորդական հասակի նստվածքներում առաջարկված հնարավոր նավթագազաբեր կոմպլեքսների ստորաբաժանման ճշտության ստուգումը։

Հեղինակների կողմից առաջադրվող ուսումնասիրությունները թույլ կտան լուսաբանել հանրապետության նավթագազաբերության հեռանկարները, հայտնաբերել նավթի և գազի կուտակումների ձևավորման ու պահպանման տեսակետից ամենաբարենպաստ նստվածքների տարածման շրջանները և հիմնավորել նավթի ու գազի հայտնաբերման ուղղությամբ տարվող որոնողահետախուզական աշխատանքների նախագծումը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Аракелян Р. А.** и др. Перспективы нефтегазонссности олигоценовых и миоценовых отложений Армении и дальнейшее направление геолого-разведочных работ. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 3, 1967.
2. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
3. **Вассоевич Н. Б.** О происхождении нефти. Вестник МГУ, «Геология», № 3, 1962.
4. **Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
5. **Габриэлян Г. А.** Принципы районирования газонефтеносных территорий Каракумов. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 1, 1968.
6. **Грачевский М. М., Кузнецов В. Г.** О нефтегазоносности доманиковой фации Камско-Кинельской впадины. Сб. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области. ИТЭИНЕФТЕГАЗ, М., 1962.
7. **Грачевский М. М., Кузнецов В. Г.** Палеогеография бобриковского времени в Среднем Заволжье. ДАН СССР, т. 150, № 1, 1963.
8. **Двали М. Ф.** Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Тр. Всес. нефг. н.-иссл. геол.-разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 211, Гостоптехиздат, М., 1963.
9. **Корценштейн В. Н.** Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. Гостоптехиздат, М., 1963.
10. **Кузнецов В. Г.** Турнейские рифы Оренбургской области. Бюлл., МОИП, отд. геол., № 1, 1969.
11. **Марьенко Ю. И.** Влияние интрузий траппов на литологические особенности и коллекторские свойства нефтеносных карбонатных пород в Иркутском амфитеатре. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 4, 1967.
12. **Мкртчян О. М.** Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. Изд. Наука, М., 1964.
13. **Наливкин В. Д., Черников К. А.** и др. Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа (на примере Западно-Сибирской и других эпигерцинских плит СССР). Изд. Недра, Л., 1967.
14. **Радионова К. Ф.** Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области. Тр. Всес. н.-иссл. геол.-разв. ин-та (ВНИГНИ), вып. II, Изд. Недра, М., 1967.
15. Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Изд. Недра, Л., 1966.
16. **Соколов В. А.** Процессы образования и миграции нефти и газа. Изд. Недра, М., 1965.
17. **Ханин А. А.** Оценка экранирующей способности глинистых пород-покрышек газовых залежей. «Геология нефти и газа», № 9, 1968.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 19—26, 1970

Э. М. КАРАПЕТЯН

АККУМУЛИРУЮЩИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД ЧЕТВЕРТОЙ ПОДСВИТЫ ОКТЕМБЕРЯНСКОЙ СВИТЫ

В связи с производством в Араратской котловине комплекса поисково-разведочных работ на нефть и газ, особый интерес приобретают сведения о физических свойствах пород области.

Систематические исследования физических свойств пород Араратской котловины начаты лабораторией по определению физических свойств с 1963 года. Настоящая статья посвящена описанию физических свойств пород IV подсвиты, миоцена, которая занимая стратиграфическое положение непосредственно под глинистой подсвитой, рассматриваемой как региональная «покрышка», может служить своеобразным резервуаром для мигрирующих газонефтяных флюидов.

По данным литолого-петрографических исследований, IV подсвита, залегающая в основании Октемберянской свиты, локализованной в западной, обособившейся части Араратской котловины, сложена комплексом терригенно-осадочных пород. Мощность его в различных скважинах колеблется от 300 до 1173 м.

По гранулометрическим данным внутри комплекса выделяются песчаные, алевритовые, смешанного состава разности и глинистые породы. В процентном отношении песчано-алевритовые породы составляют 20—35% мощности разреза.

Ниже приводится описание физических свойств пород подсвиты. Характеристика их основных физических показателей приводится в таблице 1.

Песчаные породы чаще всего встречаются в скважинах №№ 22, 26. 27, 13-р, 11-р, 27-р, 49. Из исследованных 715 образцов на их долю приходится 221. Это плотные (средний объемный вес 2,32 г/см^3) мелко и средне- крупнозернистые, реже грубозернистые полимиктовые породы.

Средне- крупнозернистые разности распространены в западных (скв. №№ 27, 20, 21) и юго-восточных (скв. №№ 13-р, 15-р, 46) разрезах прогиба. Средний размер зерен преобладающего числа песчаных пород составляет 0,1—0,2 мм (фиг. 1).

Песчаники обычно окрашены в серый, светло-зеленый цвета, чаще являются мелко- крупнозернистыми. Структура псаммитовая и алевропсаммитовая.

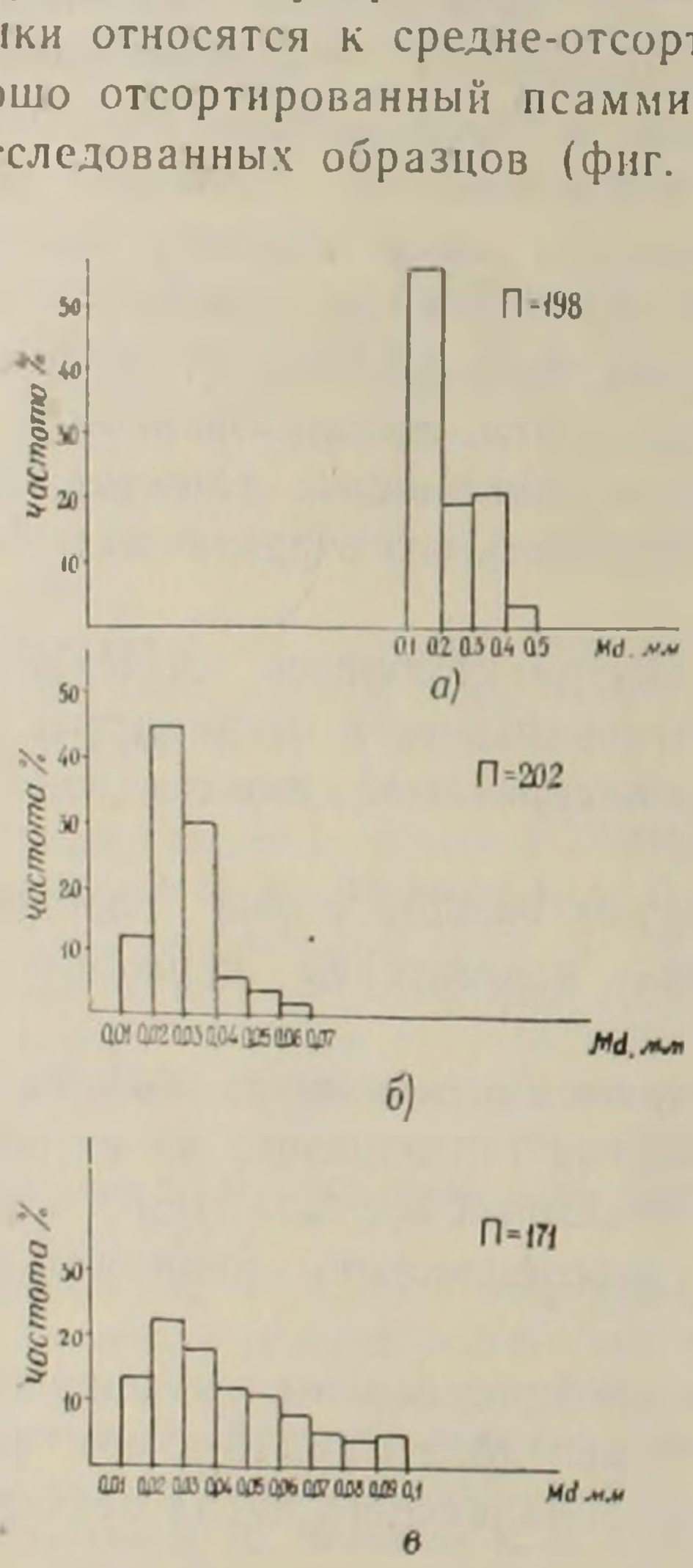
Терригенная часть песчаников представлена плохо окатанными, угловатыми обломками плагиоклаза, эффузивных пород, кварца, частично измененными диагенетическими процессами. Реже встречаются хлорит, слюды. Характерной минералогической ассоциацией для тяжелой фракции является эпидот, магнетит, цоизит, гранат, циркон.

Из аутигенных минералов часто встречается пирит, реже барит и гидроокислы железа.

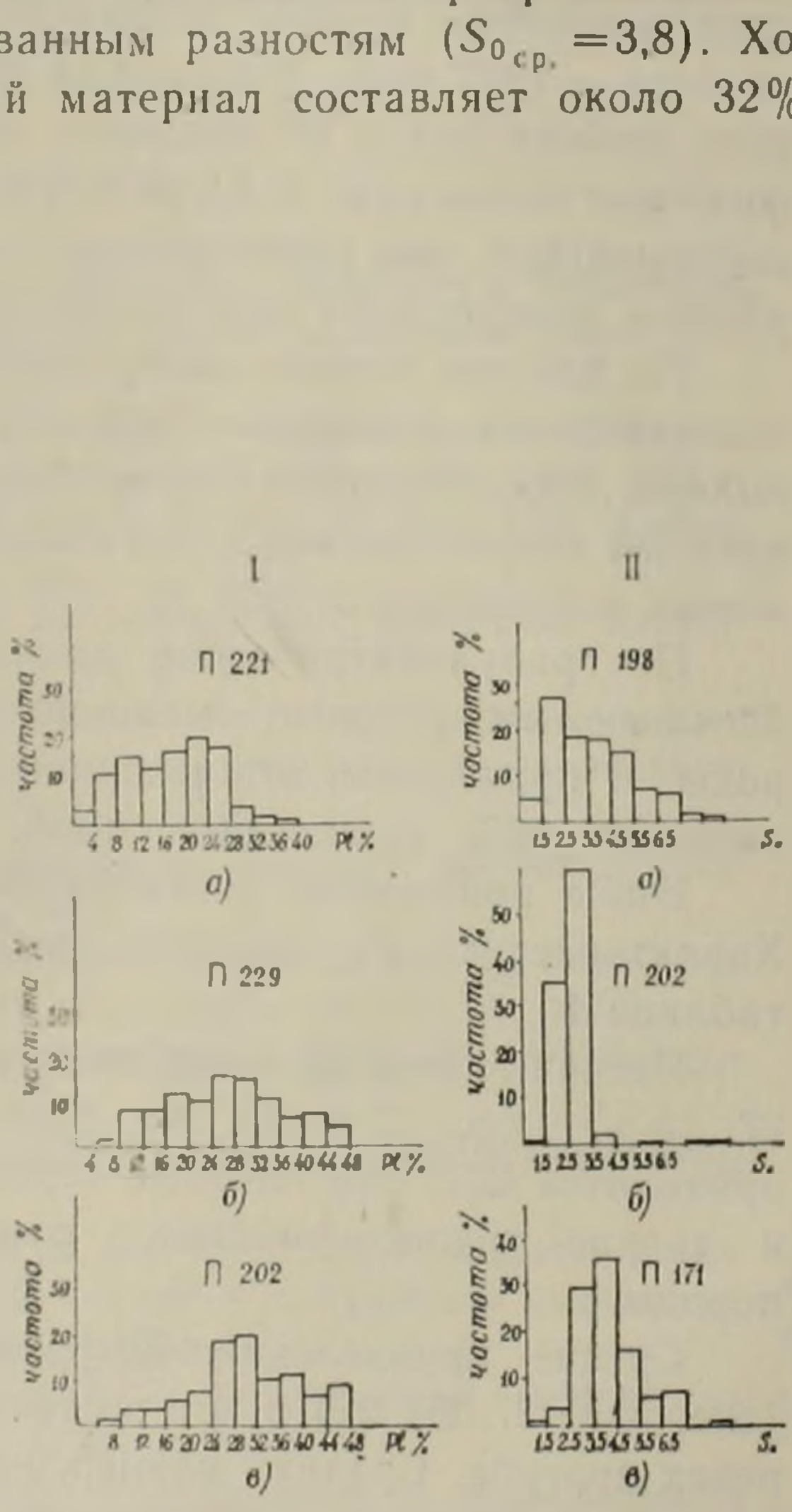
Пространство между зернами заполнено обычно глинисто-известковым, известковистым цементом; наиболее распространенным типом цементации является порово-базальный, реже контактово-поровый. Карбонатность меняется в пределах 0—49,3%. Среднее значение карбонатности составляет 7,7%.

Глинистость варьирует в пределах от 1,9 до 37,5% при среднем содержании 17,8%. При прослеживании степени глинистости, отмечается увеличение ее к центру прогиба (скв. 33).

Как правило, увеличение количества глинистых частиц в разрезе ухудшает отсортированность материала. По степени сортировки песчаники относятся к средне-отсортированным разностям ($S_{0\,ср.}$=3,8). Хорошо отсортированный псаммитовый материал составляет около 32% исследованных образцов (фиг. 2).



Фиг. 1. Гистограммы распределения значений медианного диаметра в породах IV подсвиты. а) песчаники, б) алевролиты, в) смешанная порода.



Фиг. 2. Гистограммы распределения глинистости (I) и коэффициента сортировки (II) в породах IV подсвиты. а) песчаники, б) алевролиты, в) смешанная порода.

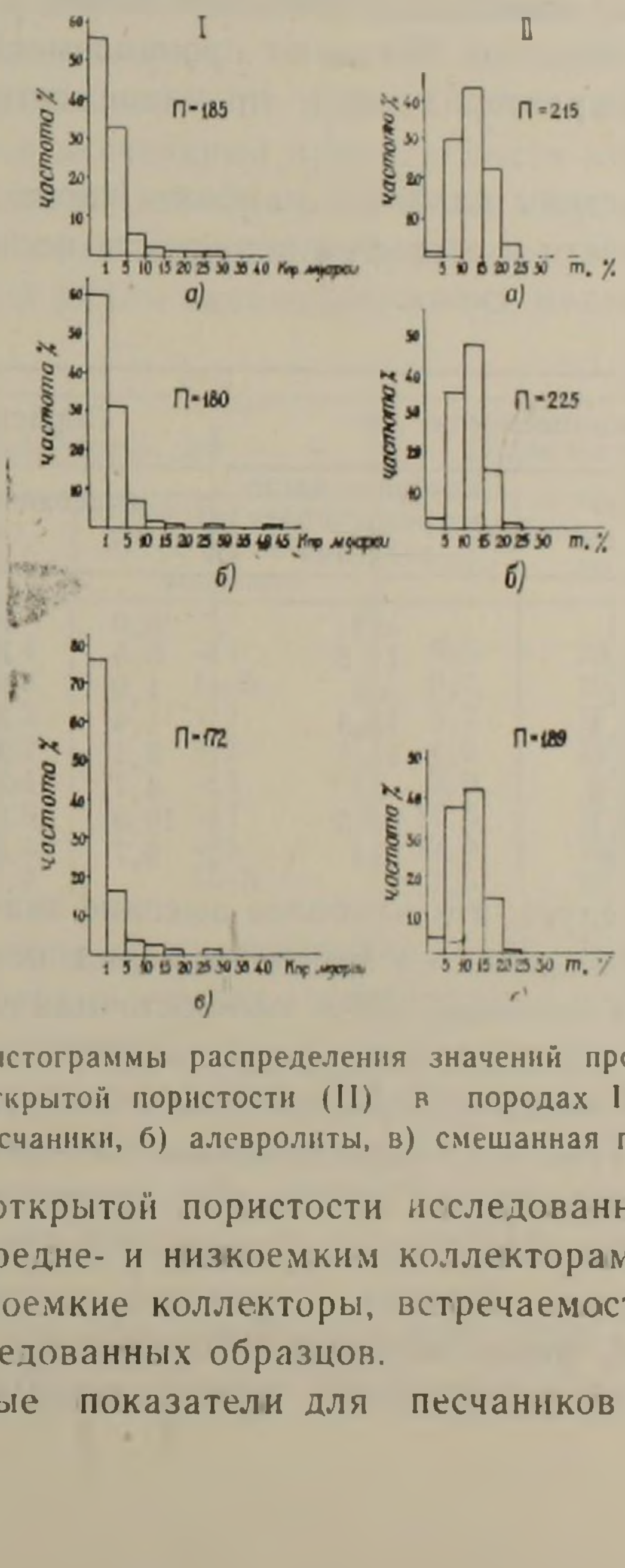
Хорошо отсортированные разности отмечены в западных разрезах прогиба (скв. № 20 $S_{0\,ср.}$=2,3 из 26 определений, скв. № 21 $S_{0\,ср.}$ =2,4 из 25 определений).

Заметно ухудшается отсортированность в юго-восточных разрезах (скв. № 13-р, $S_{0_{ср.}} = 5{,}6$ из 16 определений) и к центру прогиба (скв. № 22, $S_{0_{ср.}} = 4{,}5$ из 29 определений).

Пористость песчаных пород меняется в широких пределах 3,5—24,5% при среднем значении 12,2% и характеризуется следующими значениями в процентах.

Открытая пористость	Частота (встречаемость) в %
0—5	0,9
5—10	30,2
10—15	43,3
15—20	22,8
20—25	2,8

Преобладающее количество образцов имеет пористость от 10 до 15%, несколько реже встречаются образцы с значениями открытой пористости меньше 10% и более 15% (фиг. 3).



Фиг. 3. Гистограммы распределения значений проницаемости (I) и открытой пористости (II) в породах IV подсвиты
а) песчаники, б) алевролиты, в) смешанная порода.

По величине открытой пористости исследованные образцы могут быть отнесены к средне- и низкоемким коллекторам. Наряду с ними встречаются высокоемкие коллекторы, встречаемость которых составляет четверть исследованных образцов.

Фильтрационные показатели для песчаников в целом незначи-

Таблица 1

Порода	Объемный вес γ г/см³		Карбонатность $CaCO_3$ %		Глинистость Pl %		Коэффициент сортировки S_0		Медианный диаметр Md мм		Пористость открытая m_0 %		Проницаемость Кпр, *мд*	
	$\frac{\gamma_{ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{CaCO_{3ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{Pl_{ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{S_{0\,ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{Md_{ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{m_{0ср}}{N}$	$\frac{min}{max}$	$\frac{Кпр\,ср}{N}$	$\frac{min}{max}$
Песчаник	$\frac{2,32}{145}$	$\frac{2,00}{2,60}$	$\frac{7,7}{218}$	$\frac{0}{49,3}$	$\frac{17,8}{221}$	$\frac{1,9}{37,5}$	$\frac{3,8}{198}$	$\frac{1,4}{8,5}$	$\frac{0,2}{198}$	$\frac{0,1}{0,5}$	$\frac{12,2}{215}$	$\frac{3,5}{24,5}$	$\frac{2,2}{180}$	$\frac{0}{26,9}$
Алевролит	$\frac{2,36}{168}$	$\frac{3,12}{2,52}$	$\frac{5,2}{220}$	$\frac{0,1}{30,6}$	$\frac{26,6}{229}$	$\frac{7,0}{48,4}$	$\frac{2,8}{202}$	$\frac{1,4}{8,8}$	$\frac{0,025}{202}$	$\frac{0,01}{0,07}$	$\frac{11,4}{224}$	$\frac{3,5}{20,8}$	$\frac{1,9}{180}$	$\frac{0}{42,4}$
Смешанная порода	$\frac{2,37}{120}$	$\frac{2,04}{2,59}$	$\frac{9,4}{193}$	$\frac{0}{47,3}$	$\frac{30,0}{202}$	$\frac{7,6}{47,8}$	$\frac{4,3}{168}$	$\frac{2,1}{9,5}$	$\frac{0,04}{168}$	$\frac{0,01}{0,1}$	$\frac{11,2}{191}$	$\frac{4,1}{23,1}$	$\frac{1,5}{177}$	$\frac{0}{25,4}$
Глина	$\frac{2,31}{51}$	$\frac{2,14}{2,51}$	$\frac{7,6}{58}$	$\frac{0,5}{45,9}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

тельны. Среднее значение газопроницаемости составляет 2,2 *мд* (миллидарси) с пределами колебаний 0—26,9 *мд*. Преобладающее количество образцов (56,2%) имеет проницаемость менее 1 *мд*. Примерно 33% из исследованных образцов обладают проницаемостью 1—5 *мд*. Единичные образцы характеризуются проницаемостью 10 *мд* и более (фиг. 3).

В табл. 2 приведены данные о наиболее часто встречающихся величинах проницаемости и открытой пористости песчаных пород IV подсвиты, вскрытой рядом скважин.

Таблица 2

№№ скв.	Проницаемость, *мд*			Пористость открытая, %		
	колебания от	до	наиболее часто встречающиеся значения	колебания от	до	наиболее часто встречающиеся значения
22	0	5,1	<1	6,0	18,0	10—15
26	0	4,2	1—5	6,5	14,9	10—15
27	0	9,1	<1	1,9	19,6	10—15
20	0	21,4	1—5	1,4	18,2	15—20
21	0	22,6	1—5	5,1	20,8	10—15
13—р	0	26,9	<1	4,7	24,5	15—20
15—р	0	12,1	1—5	10,3	19,0	10—15
46	0	2,5	<1	6,7	15,9	5—10

Из таблицы следует, что наиболее высокие значения пористости и проницаемости наблюдаются у песчаных пород, вскрытых скв. №№ 20, (западные разрезы прогиба), 13-р юго-восточная часть прогиба.

Из изученных образцов пород этой подсвиты на долю алевролитов приходится 229. Большим распространением пользуются они в скв. №№ 20, 21, 14-р, 12-р, 15-р, 8-р. Представлены алевролиты обычно плотными (средний объемный вес 2,36 г/см³), средне- тонкослоистыми, полимиктовыми разностями. Окраска серого и зеленовато-серого цвета, структура алевритовая. Цемент глинистый, глинисто-известковистый, по типу базальный, реже поровый. Наибольшим распространением пользуются глинистые алевролиты (содержание пелитовой фракции

в среднем 26,6%). Известковистость несколько ниже, чем у песчаников и в среднем составляет 5,2%. Преобладающее число изученных образцов являются среднеотсортированными (фиг. 2). На долю хорошо отсортированных разностей приходится 36% от общего количества исследованных образцов. В целом отсортированность лучше, чем у песчаников и составляет 2,8. Наиболее хорошо отсортированные разности отмечены в западных разрезах прогиба (S_0=2,7 скв. № 20, S_0=2,6 скв. № 21). Слагающие алевролиты частицы являются, как правило, плохо окатанными, угловатыми. Размер зерен у преобладающего большинства исследованных образцов составляет 0,02—0,03 мм (фиг. 1). Средний медианный диаметр равен 0,025 мм.

Пористость алевролитов меняется в значительных пределах от 3,5 до 20,8% при среднем значении 11,4%. Преобладающее большинство алевритовых пород обладает открытой пористостью 10—15% (фиг. 3).

Относительно реже встречаются породы с значениями пористости больше 15%. Наиболее высокие значения открытой пористости отмечены в западных (скв. 27) и юго-восточных разрезах (скв. №№ 12, 13, 15). По величине открытой пористости алевролиты могут быть отнесены к среднеемким коллекторам.

Проницаемость колеблется от менее 1 *мд* до 42,4 *мд*, с наиболее часто встречающимися значениями проницаемости менее 1 *мд* (фиг. 3).

В таблице 3 приведены данные о наиболее часто встречающихся величинах проницаемости и открытой пористости алевритовых пород IV подсвиты, вскрытой рядом скважин.

Таблица 3

№№ скв	Проницаемость, *мд*			Пористость открытая в %		
	колебания от	до	наиболее часто встречающиеся значения	колебания от	до	наиболее часто встречающиеся значения
22	0	25,4	<1	6,5	23,7	10—15
27	0	3,8	1—5	9,7	19,0	10—15
20	0	6,3	<1	5,7	17,2	10—15
21	0	10,9	<1	4,5	15,8	5—10
14—р	0	12,4	<1	3,9	8,6	5—10
12—р	0	5,5	<1	11,6	17,5	15—20
13—р	0,6	5,4	<1	15,0	20,0	15—20
15—р	1,1	5,2	1—5	7,5	20,8	10—15

Достаточно широким распространением в IV подсвите пользуются также смешанные породы—группа хлидолитов, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами.

На долю этих пород приходится 202 образца. Эта группа пород представлена плотными (средний объемный вес 2,37 г/см^3) плохо отсортированными глинистыми разностями. Содержание глинистой фракции меняется в широких пределах от 7,8 до 47,8% при среднем значении 30%.

Преобладающий размер зерен равен 0,02—0,03 мм. Часто встречающиеся значения 0,03 мм и выше. Емкостные и фильтрационные по-

казатели характеризуются следующими величинами: средняя пористость 11,2%, средняя проницаемость 1,5 *мд*.

Наиболее часто встречающиеся значения пористости 10—15%. Реже встрачаются образцы с значениями пористости выше 15% (фиг. 3). По пористости исследованные образцы относятся к среднеемким коллекторам. Преобладающее большинство образцов имеет проницаемость меньше 1 *мд* (фиг. 3).

Из исследованных образцов этой подсвиты—63 представлены глинами. Это плотные (средний объемный вес 2,31 г/см^3) известковистые породы. Часто встречаются алевритовые разности. Структура пелитовая.

Как следует из изложенного, аккумулирующие возможности песчано-алевритовых пород IV подсвиты, судя по их физическим показателям незначительны. Вместе с тем в разрезе подсвиты могут быть выделены отдельные горизонты, с удовлетворительными коллекторскими свойствами (см. табл. 4).

Таблица 4

Место взятия образца	Интервал отбора, м	Наименование породы	Открытая пористость в %	Проницаемость *мд*
1	2	3	4	5
Скв 22	1425—1430	Алевролит	11,0	25,4
	1500—1510	Смешанная порода	11,6	14,8
Скв. 27	586—536	Смешанная порода	16,3	5,0
	693—706	Песчаник грубозернистый	17,6	8,5
		Песчаник грубозернистый	11,6	9,1
	739—750	Смешанная порода	15,1	25,4
	759—770	Смешанная порода	14,1	6,2
	770—779	Смешанная порода	12,2	12,8
Скв. 20	817—827	Песчаник мелкозернистый	14,0	8,0
	910—920	Смешанная порода	19,1	8,5
	1074—1086	Песчаник средне- грубозернистый	19,9	21,4
	1155—1165	Песчаник средне- крупнозернистый	17,1	10,4
	1165—1177	Песчаник крупнозернистый	16,5	10,5
	1380—1389	Смешанная порода	12,4	8,8
Скв. 21	661—672	Песчаник среднезернистый	17,7	8,4
	672—683	Песчаник среднезернистый	16,0	16,5
	1290—1300	Смешанная порода	10,2	13,4
	1400—1409	Смешанная порода	11,6	11,9
	1511—1521	Песчаник	11,3	22,8
Скв. 12—р	807—812	Песчаник	16,7	6,7
	1275—1278	Смешанная порода	12,4	7,1
		Алевролит	15,7	5,5
Скв. 13—р	717—721	Песчаник средне- крупнозернистый	18,6	26,9
	858—762	Алевролит	16,2	5,4

1	4	3	4	5
	784—788	Алевролит	20,0	5,3
Скв. 15—р	1322—1327	Алевролит	15,4	5,2
		Смешанная порода	17,9	6,8
	1411 - 1415	Песчаник крупнозернистый	12,6	12,1
	1660—1667	Песчаник крупнозернистый	17,3	5,7
Скв. 46	1187—1199	Алевролит	16,6	7,3
Скв. 8—р	1169—1172	Алевролит	13,0	42,4
Скв. 33	658- 670	Песчаник	20,8	16,1
Скв. 47	1480—1487	Песчаник	13,8	25,5
	1565—1580	Смешанная порода	12,8	12,7

Выводы

1. Породы-коллекторы в нижней подсвите представлены песчаниками, алевролитами, смешанного состава разностями с высоким содержанием глинистого цемента.

2. Несмотря на хорошие показатели пористости, эти породы характеризуются низкими фильтрационными возможностями, что объясняется высоким содержанием глинистого цемента.

3. Отмечается увеличение глинистости к центру прогиба. В этом же направлении, а также к юго-востоку наблюдается ухудшение отсортированности материала. Хорошо отсортированные разности отмечены в западных разрезах прогиба.

4. Породы с удовлетворительными коллекторскими свойствами прослежены в западной и юго-восточной частях прогиба.

5. Выделяемые в разрезе отдельные горизонты при наличии соответствующих экранов могли быть газонефтевмещающими.

Управление геологии Совета Министров
Армянской ССР

Поступила 26.XI.1969.

Է. Մ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀՈԿՏԵՄԲԵՐՅԱՆԻ ՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ՉՈՐՐՈՐԴ ՆԵՐԹԱՇԵՐՏԱԽՄԲԻ ԱՎԱԶԱՔԱՐԱԼԵՎՐԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԿՈՒՏԱԿՈՂԱԿԱՆ ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկվում են Հոկտեմբերյանի շերտախմբի չորրորդ ներթաշերտախմբի ապարների ֆիզիկական հատկությունները, լաբորատոր չափումների տվյալների մշակման հիման վրա բնութագրվում են ապար-կոլեկտորների հիմնական տեսակները։

Հատիկաչափային տվյալներով ենթաշերտախմբի կտրվածքում առանձնացվում են ապար-կոլեկտորների երեք տեսակներ՝ ավազաքարային, ալևրոլիտային և խառը տարբերակներ։ Ըստ բաց ծակոտկենության մեծության նրանք դասվում են միջին տարողության կոլեկտորների շարքը, որոնք ունեն ցածր ֆիլտրացիոն հնարավորություններ։

Համեմատաբար բավարար հատկանիշներով կոլեկտորներ հանդիպում են Հոկտեմբերյանի ճկվածքի արևմտյան և հարավ-արևելյան մասերում։ Կտրվածքում առանձնացված են առանձին հորիզոններ, որոնք համապատասխան պատնեշների (էկրանների) առկայության դեպքում կարող են դաղանավթատար հանդիսանալ։

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 27—35, 1970

Р. Л. САРКИСЯН

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВ (БАРАБАТУМСКИХ) КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Кварцевые андезито-дациты Кафана издавна привлекали внимание многих исследователей своим необычным внутренним строением и наличием крупных бипирамидальных порфировых выделений кварца. В ряде работ рассмотрены вопросы их стратиграфического положения, времени и условий образования и др. На основании определений фауны, найденной в туфоосадочных линзах, размещенных внутри барабатумских пород, возраст кварцевых андезито-дацитов датируется как верхний байос [3, 1]. Если относительно времени формирования андезито-дацитов мнения исследователей не расходятся, то по вопросу их положения в геологическом разрезе района и отнесения их к эффузивным или экструзивным образованиям, имеются разногласия. С этим тесно переплетается интерпретация стратиграфической последовательности других толщ, слагающих рудное поле.

На основании детальной документации, проведенной нами в подземных горных выработках, пройденных за последние годы на участках развития кварцевых андезито-дацитов, мы вынуждены пересмотреть некоторые вопросы их формирования и взаимоотношения с перекрывающими и подстилающими породами.

Прежде чем перейти к изложению этих фактов, кратко рассмотрим имеющиеся представления относительно стратиграфического положения барабатумских пород в геологическом строении рудного поля.

Кварцевые андезито-дациты были выделены В. Н. Котляром и А. Л. Додиным в 1936 г. под названием «Барабатумская серия». В дальнейшем они были названы «Кварцевыми порфиритами» или «Кварцевыми порфиритами барабатумской серии».

По представлениям Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна [2], кварцевые порфириты* без каких-либо явных признаков перерыва переходят в подстилающую их толщу плагиоклазовых порфиритов**, а по простиранию в северо-западном направлении сменяются толщей плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых*** порфиритов.

С. С. Ванюшин и др. [4], Э. Г. Малхасян [8] породы барабатумской серии относят к кварцевым порфиритам спилитового характера, образовавшимся в результате эффузий в подводных условиях. В доказательство этого они приводят характерную для этой группы пород ша-

---

* т. е. кварцевые андезито-дациты.

** т. е. андезиты.

*** т. е. андезито-дациты.

ровую и подушечную отдельность и наличие слоистых осадочно-вулканогенных пород, состоящих из мчогочисленных пропластков тонкообломочного пирокластического материала.

В. Т. Акопян [1] считает, что кварцевые порфириты имеют такое же стратиграфическое положение, что и плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфириты. Как кварцевые, так и бескварцевые порфириты подстилаются свитой «нижних порфиритов» и трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными породами верхней юры, и следовательно являются одновременными образованиями и связаны между собой фациальными переходами.

Кварцевые (барабатумские) породы Г. О. Григорян [5] рассматривает как экструзивное образование, прорывающее и перекрывающее нижне-среднеюрские туфо-порфириты. В подтверждение этого взгляда он приводит наличие активного контактового воздействия, выраженного интенсивным пропариванием «вышележащей» рудовмещающей туфопорфиритовой толщи гидросольфатарными эманациями, которые сопровождали извержение порфиритов в верхнебайосское время.

Кварцевые андезито-дациты распространены преимущественно на северо-восточном крыле Кафанской антиклинали, протягиваясь вдоль левого берега р. Каварт в юго-восточном направлении, от пос. Ашотаван через с. Барабатум, пос. Шаумян до р. Халадж, а к югу переходят на правый берег р. Вохчи, обнажаясь в районе сс. Ахкенд и Казанчи.

Макроскопически андезито-дациты представляют собой светлого и зеленовато-серого цвета породы, приобретающие иногда синеватый оттенок. Отличительной особенностью этих пород является почти постоянное присутствие хорошо ограненных фенокристаллов кварца бипирамидальной формы, размеры которых достигают 5 см по оси C, но обычно превалируют кристаллы размером 1—1,5 см. Отмечается некоторая тенденция к увеличению количества кварца в нижних частях разреза этой толщи.

Иногда в кварцевых андезито-дацитах отмечаются порфировые выделения призматической роговой обманки, величиной в 2—3 см. Почти во всех отобранных шлифах присутствуют реликты как мелких, так и крупных кристаллов роговой обманки, представленные псевдоморфозами хлорита и кальцита. Основная масса породы также хлоритизирована. По периферии измененных кристаллов роговой обманки, а также по хлоритизированной основной массе, развиваются мельчайшие зерна магнетита, вероятно выделившиеся, в процессе выноса Fe. В породе постоянно присутствует плагиоклаз преимущественно андезинового состава, размером от долей мм до 2—3 см. Порою отмечаются слабо измененные, полисинтетически сдвойникованные кристаллы плагиоклаза с четкими контурами, а иногда они нацело замещены серицитом и карбонатом.

Таким образом, в различных частях разреза андезито-дацитов отмечаются неодинаковые количественные соотношения трех основных породообразующих минералов: кварца, плагиоклаза и роговой обман-

ки. Поэтому некоторые исследователи [2] в этой толще выделяли кварцевые, кварц-плагиоклазовые и кварц-роговообманковые порфириты, по преобладающему типу вкрапленников. Оконтуривание отмеченных разновидностей практически невозможно из-за постепенных переходов между ними.

Почти все исследователи этого района отмечают тектонический контакт кварцевых андезито-дацитов с нижележащими породами. Однако Ю. А. Лейе приводит факты нормального их залегания на андезитах за кавартским перевалом, у устья ручья, берущего начало от горы Саядкар. Не исключена возможность, что впечатление тектонического контакта создается резким отличием в степени гидротермальной измененности двух соприкасающихся толщ.

По данным рудничной документации в Транспортной штольне, проходящей в северо-западном направлении, в 340 м от ее устья, контакт между андезито-дацитами и сильно гидротермально измененными туфогенными породами Чинарского участка проведен по небольшой трещинке (5—10 см) с незначительной глинкой трения, которую нельзя принять за крупное нарушение.

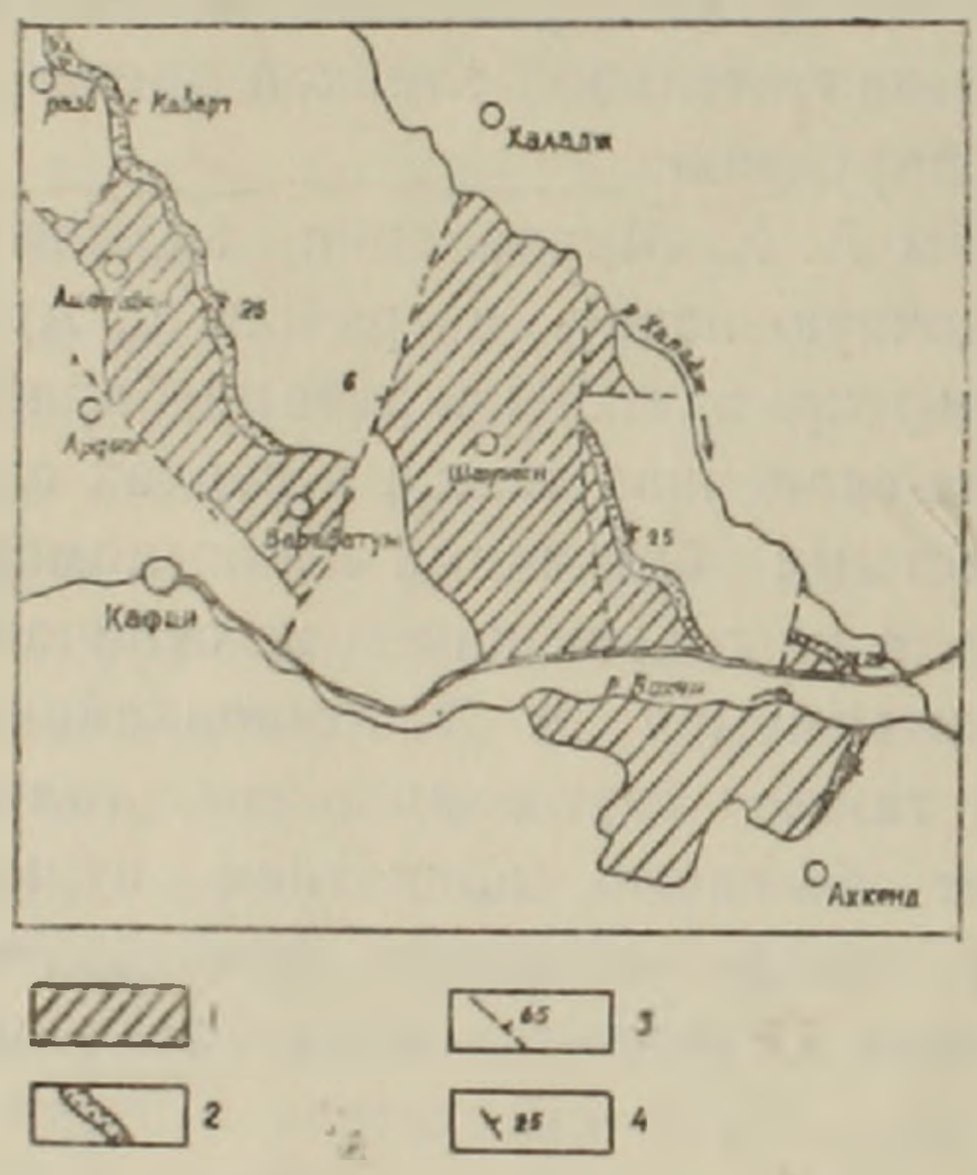
По представлениям А. Х. Мнацаканян андезито-дациты прорывают вулканогенно-осадочную пачку в районе с. Арфик, а в ущелье р. Чинар последняя перекрывается покровами барабатумских пород. У с. Арфик вулканогенно-осадочная толща в верхах сложена (около 13—15 м) заметно слоистыми брекчиями и конгломератобрекчиями зеленовато-серого цвета, а их гальки ничем не отличаются от кварцевых андезито-дацитов. Описываемая А. Х. Мнацаканян уплощенность и ориентированность, а также «затасканность» галек по слоистости, по-видимому, следует объяснить поднятием вулканогенно-осадочной толщи по нарушению северо-западного простирания, отмечаемого у верхнего моста с. Арфик. О поднятии этого блока свидетельствует также изгиб слоистости вниз вдоль сместителя и изменения направления простирания слоев на 30° на южном и северном концах пачки.

В 100 м выше устья Верхнего Нурибагского ручья, на его левом борту, на площади 30×50 м среди кварцевых андезито-дацитов обнажаются лавоконгломераты. Об этом пишут также Э. Г. Малхасян, Ю. А. Лейе, А. Х. Мнацаканян и др., но подходят к их объяснению по разному. Так, Э. Г. Малхасян отмечает ксенолиты пород чуждого состава, происхождение которых объясняет захватом интрудировавшей магмой обломков, образовавшихся при раздроблении ранее затвердевшей приконтактовой части вмещающих пород—эффузивов.

А. Х. Мнацаканян там же описывает пласт «лавоконгломератов» с шириной выхода около 30—35 м. Гальки хорошо окатаны и представлены андезитами различной структуры, кварцевыми андезито-дацитами, псаммитовыми литокристаллокластическими туфами и в единичных случаях—плагиогранитами. Образование лавоконгломератов она объясняет излиянием кварцевых андезито-дацитов вдоль древнего рус-

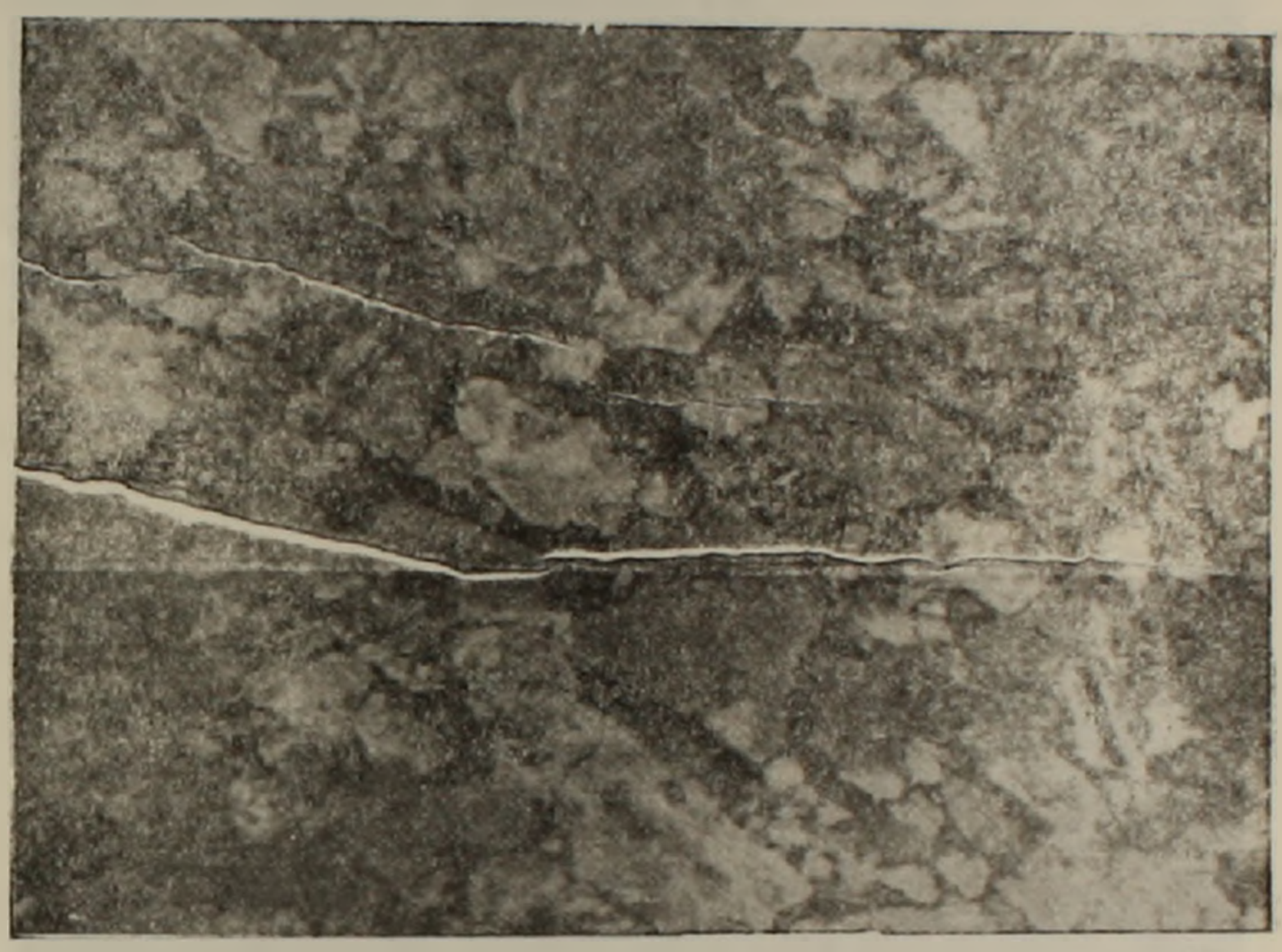
ла ручья, путем захвата и цементации вязкой лавой слабо отсортированных рыхлых галечников.

Наши наблюдения над контактовыми взаимоотношениями андезитов и кварцевых андезитов-дацитов (севернее пос. Ашотаван), не подтверждают наличие активного контактового воздействия на вышележащие андезиты. Более того, в основании последних, во время совместного маршрута с А. Х. Мнацаканян и Э. В. Ананяном были обнаружены в отдельных «карманах» мелкогалечные обломки (до 3 см) подстилающих андезито-дацитов и плагиогранитов. Дополнительный сбор галек (в 185 м к северо-востоку от выс. Надшахтная) также указывает на наличие плагиогранитов. Явное налегание андезитов на барабатумские породы доказывается еще тем, что на отдельных участках мы обнаруживаем мелкие изолированные останцы андезитов на кварцевых андезито-дацитах (фиг. 1). Иногда в мелких овражках и углублениях из-под андезитов выходят подстилающие андезито-дациты, что естественно, объясняется размывом вышележащих пород и обнажением андезито-дацитов в «эрозионных окнах». Поэтому, контакт между андезитами и барабатумскими породами извилистый, но не рвущий. Кроме этого, внутри кварцевых андезито-дацитов зафиксированы прослои и линзы туфоосадочных пород мощностью до 8—10 м и длиною до 100 м, в которых были найдены остатки фауны. В этих туфах и туфопесчаниках отмечается большое количество песчинок кварца, нередко бипирамидальной формы. Термального воздействия на линзы также не наблюдается.



Фиг. 1. Область распространения кварцевых андезито-дацитов Кафанского рудного поля. По В. Т. Акопяну и личным наблюдениям. 1) нерасчлененные кварцевые андезито-дациты (барабатумские) верхний байос, 2) туфопесчаники основания верхней юры, 3) тектонические нарушения, 4) элементы залегания.

При документации новых подземных выработок на Шаумянском участке и в процессе детальной обработки фактического материала выяснилось, что кварцевые андезито-дациты в разрезе перемежаются со своими лавобрекчиями и пирокластами (фиг. 2). Это указывает на периодическое возобновление и изменение характера вулканизма, выразившееся сменой спокойного излияния лав выбросами материала. При этом отмечается увеличение роли эксплозивной фации в верхней части толщи. Размеры обломков колеблются от долей см до 20—30 см.



Фиг. 2. Лавобрекчии кварцевых андезито-дацитов в штольне № 4 участка Тежадин.

Помимо шаровой и матрацевидной отдельности (фиг. 3) среди кварцевых андезито-дацитов отмечаются резкие скалистые выходы, рассеченные различно ориентированными параллельными системами трещин (фиг. 4), которые, вероятно, трудно отнести к подводным образованиям. Если учесть еще наличие пирокластов в верхах этой толщи, то можно предполагать, что в целом формирование андезито-дацитов происходило в подводной среде (прибрежные условия), а затем, в обстановке, близкой к наземной. Мощность пород колеблется в широких пределах, от первых десятков метров (на северо-западе) до 500 и более метров на юго-востоке.

Примерно в 5 скважинах, пройденных на Шаумянском участке, отмечается 500 м мощность кварцевых андезито-дацитов, остальные же скважины подсекали их на различных уровнях.

Таким образом, отсутствие активного контактового воздействия барабатумских пород на вышележащие андезиты, нахождение галек кварцевых андезито-дацитов и плагиогранитов в основании андезитов, присутствие туфоосадочных прослоев и линз внутри барабатумских пород и наконец, ритмичное чередование в разрезе лав, лавобрекчий и пирокластов кварцевых андезито-дацитов, позволяет нам рассматри-

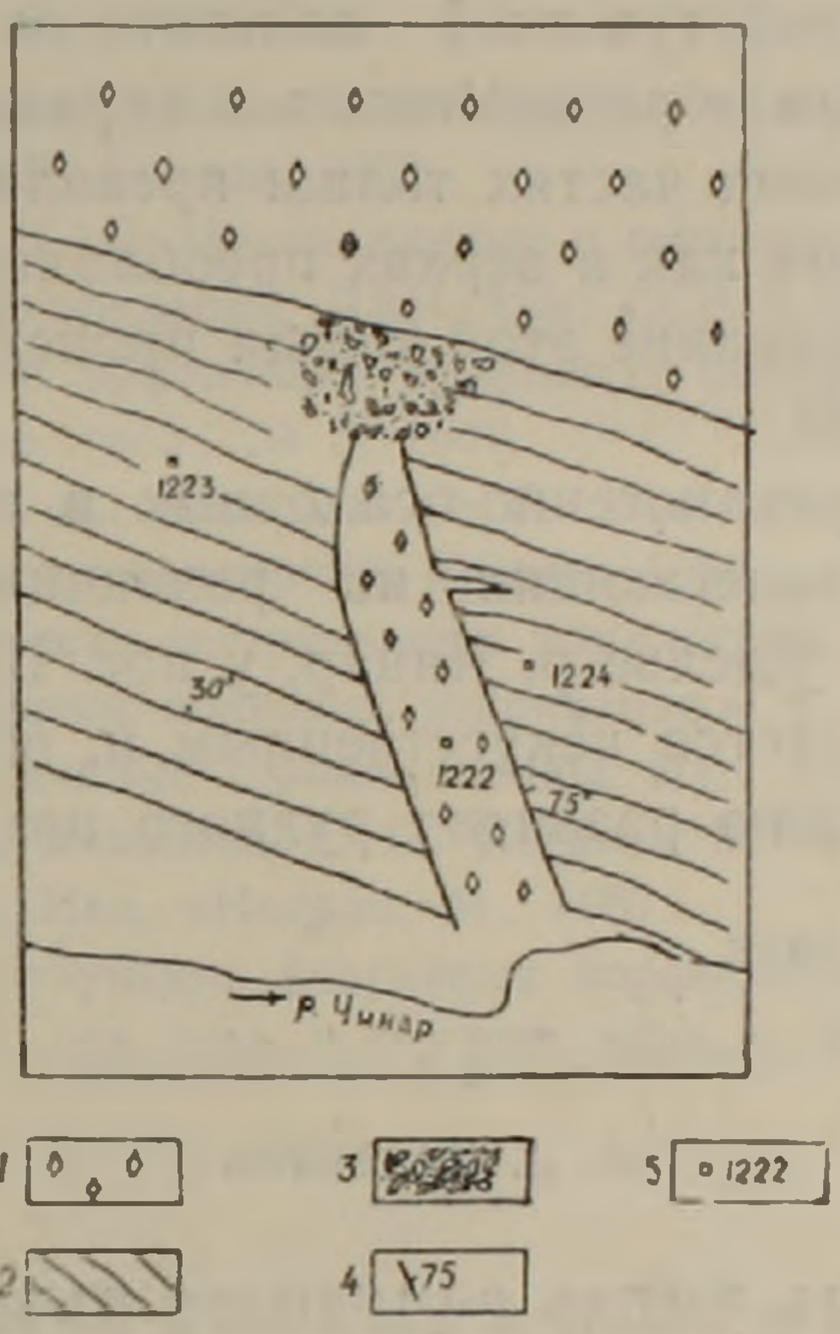
Фиг. 3. Шаровая и матрацевидная отдельности кварцевых андезито-дацитов в 300 м к востоку от выс. Надшахтная.

Фиг. 4. Скалистые выходы кварцевых андезито-дацитов в 200 м к северо-западу от пос. Ашотаван.

вать эту сложно построенную толщу, как нормально эффузивное образование и она не может быть отнесена к экструзии, т. к. по представлению А. Н. Заварицкого [6], В. С. Коптева-Дворникова и др. [7], экструзии образуются при появлении на поверхности вязкой не растекающейся лавы, застывшей в виде куполов, обелисков и экструзивных бисмалитов.

Осадочно-пирокластические образования у развалин с. Каварт, напротив с. Арфик, ущелья р. Чинар и к восток—юго-востоку от пос. Шаумян, С. С. Ванюшин и др. [4] рассматривают как «верхнюю осадочную серию», залегающую стратиграфически выше толщи кварцевых порфиритов.

В 100 м к северу от места слияния руч. Барабатум с р. Чинар, непосредственно в русле реки впервые нами была обнаружена дайка кварцевого андезито-дацита с простиранием на северо-восток и падением на юго-восток под углом 70—75°, при мощности 8—10 м. Через 35—40 м мощность ее уменьшается до 2—3 м. Дальше, до выхода основания барабатумских пород (примерно 12—13 м) дайка покрыта наносом (фиг. 5). Дайка прорывает Чинарскую вулканогенно-осадочную толщу, слои которой полого падают к восток—северо-востоку.



Фиг. 5. Секущий характер кварцевых андезито-дацитов в ущелье р. Чинар. 1) кварцевые андезито-дациты (верхний байос), 2) нерасчлененные и гидротермально измененные вулканогенно-осадочные породы на левом борту ущелья р. Чинар, 3) высыпки чужеродных пород, 4) элементы залегания, 5) места взятия образцов.

В 30 м от русла реки, от дайки по восстанию отходит апофиза мощностью до 20 см. По простиранию мощность апофизы постепенно уменьшается и через 3,5 м она выклинивается. Залегает она почти согласно слоистости вмещающих пород.

Вулканогенно-осадочные породы, расположенные к восток—юго-востоку от пос. Шаумян, пересечены штольнями № 3, 4 (участок Тежадин), где они прослежены на расстоянии около 1500 м. Описываемые породы являются одной из ритмично чередующихся пачек внутри барабатумской толщи и представлены крупно- и среднеобломочными, нередко доходящими до алевритовой размерности туфами и туффитами, андезито-дацитового состава. В них хорошо видны характерные для барабатумской толщи бипирамидальные выделения кварца. Породы этой пачки интенсивно окремнены.

Приводимые факты позволяют достаточно убедительно высказать мнение, что выделение «верхней осадочной серии» и приписывание ей

роли маркирующего горизонта на месторождении (для рассмотренных участков) является неверным. Нельзя также считать правильным суждение относительно их более высокого стратиграфического положения по отношению к кварцевым андезито-дацитам, по крайней мере на этих участках.

Выводы

1. Кварцевые (барабатумские) андезито-дациты являются нормальными эффузивными образованиями и характеризуются неоднородным строением. В нижних частях толщи превалирующая роль принадлежит лавам, в то время как в верхах преобладают лавы и пирокласты того же состава. Образование этой толщи происходило преимущественно в мелководной среде.

2. Объединение вулканогенно-осадочных и слоистых пирокластических образований, залегающих на различных стратиграфических уровнях (у с. Арфик, ущелье р. Чинар, у пос. Шаумян) в «верхнюю осадочную серию», является искусственным и, естественно, не отражает геологическую историю развития рудного поля.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.XI.1969.

Ռ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՔՎԱՐՑԱՅԻՆ ԱՆԴԵԶԻՏ-ԴԱՑԻՏՆԵՐԻ (ԲԱՐԱԲԱՏՈՒՄԻ) ԳՈՅԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Կան ենթադրություններ, որոնց համաձայն քվարցային անդեզիտ-դացիտները թերմալ ազդեցության են ենթարկել իրենց ներփակող անդեզիտներին ու համարվում են էքստրուզիվ առաջացումներ։ Սակայն կատարված ուսումնասիրությունների արդյունքները ցույց տվեցին, որ անդեզիտները ակտիվ կոնտակտային ազդեցության քվարցային անդեզիտ-դացիտների կողմից չեն ենթարկվել և երբեմն հանդես են գալիս առանձնացված ծածկոցների ձևով վերջիններիի վրա։ Դեռ ավելին, Աշոտավան գյուղի մոտակայքում անդեզիտների հիմքում հայտնաբերված են պլագիոգրանիտների և քվարցային անդեզիտ-դացիտների մանր-բեկորային կոնգլոմերատներ։

Նկատված է տուֆանստվածքային ոսպնյակների և մանր խավերի առկայությունը քվարցային անդեզիտ-դացիտների հաստվածքում, որոնք նույնպես վերջիններիի կողմից թերմալ ազդեցության չեն ենթարկվել։ Բարաբատումի քվարցային անդեզիտ-դացիտների կտրվածքում նկատվում է լավանների, լավաբրեկչիաների և նրանց պիրոկլաստների սիստեմատիկ հաջորդականություն։

Նշված փաստերը թույլ են տալիս քվարցային անդեզիտ-դացիտներին համարել նորմալ էֆուզիվ, և ոչ թե էքստրուզիվ գոյացումներ։

Այնուհետև հոդվածում տվյալներ են բերվում Արփիկ ու Շահումյան գյուղերի մոտակայքում և Ջինար գետի երկայնքով տարածված հրաբխանստվածքային ապարների երկրաբանական դիրքի մասին և ապացուցվում է, որ նրանք դասվում են տարբեր ստրատիգրաֆիական հորիզոններում և, այսպես կոչված, միասնական «վերին նստվածքային սերիա» չեն կազմում. հետևաբար այդ ապարները բարաբատումի քվարցային անդեզիտ-դացիտներից ավելի երիտասարդ առաջացումներ համարել հնարավոր չէ։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акопян В. Т.** Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. **Аракелян Р. А., Пиджян Г. О.** Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН Арм. ССР, т. 22, № 1, 1956.
3. **Асланян А. Т.** О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
4. **Ванюшин С. С., Лейс Ю. А., Малхасян Э. Г.** Кафанское медное месторождение. Изд. Кавк. НТО цвет. металлургии, Ереван, 1957.
5. **Григорян Г. О.** Рудоносность экструзивных комплексов Армянской ССР. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VII, Изд «Наука», 1964.
6. **Заварицкий А. Н.** Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
7. **Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.** Вулканогенные породы и методы их изучения. Изд. «Недра», М., 1967.
8. **Малхасян Э. Г.** О барабатумских кварцевых порфиритах Кафанского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XI, № 1, 1958.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 36—44, 1970

Г. О. ПИДЖЯН

МИНЕРАЛЫ ВИСМУТА В РУДАХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Медно-молибденовые месторождения Армянской ССР (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и др.) расположены в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне и образуют единый пояс, характеризующийся общностью геологического строения, магматизма и металлогении.

Руды медно-молибденовых месторождений Армении характеризуются большим разнообразием минеральных видов. В последнее десятилетие благодаря применению более совершенных рудных микроскопов и новейших методов диагностики минералов в рудах удалось обнаружить ряд интересных минералов редких и благородных элементов.

В гипогенных рудах резко преобладают сульфиды, причем наиболее широко развиты сернистые соединения меди, молибдена, железа, цинка, свинца; менее распространены минералы мышьяка, висмута, редко встречаются теллуриды и соединения сурьмы, серебра, никеля, кобальта и др. В сложении руд важное значение имеют также окислы (кварц, магнетит, гематит), карбонаты (анкерит, кальцит и др.), силикаты (серицит, хлорит, биотит, каолинит и др.) и самородные элементы (золото, серебро). В рудах небольшую роль играют сульфаты (гипс, барит) и вольфраматы (шеелит).

К настоящему времени в рудах медно-молибденовых месторождений установлены следующие минералы висмута: висмутин, виттихенит, эмплектит, галенобисмутит, теллуровисмутит, тетрадимит, висмут самородный, купровисмутит, айкинит, жозеит и козалит [1, 3, 4, 6].

Из табл. 1 видно, что среди минералов висмута сравнительно широко развитыми являются висмутин, виттихенит, эмплектит, а наиболее богаты висмутовыми минералами руды Каджарана, Дастакерта и Анкавана. Самые крупные выделения висмутина, виттихенита и эмплектита установлены нами в Дастакерте в полях халькопирита.

Руды медно-молибденовых месторождений характеризуются повышенными и высокими содержаниями висмута, что связано с мельчайшими выделениями собственных минералов висмута в полях рудообразующих сульфидов, сульфосолей и только отчасти изоморфной примесью висмута в отдельных минералах.

Изучение показало, что обогащены висмутом прожилки руд средних и поздних стадий минерализации: кварц-халькопирит-молибденитовой (Дастакерт, Каджаран), кварц-халькопиритовой (Каджаран, Агарак, Айгедзор, Анкаван), кварц-карбонат сфалерит-галенитовой (Анкаван, Каджаран, Дастакерт) и кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой (Анкаван). Именно в рудах указанных стадий минерализации широко распространены минералы висмута в тесной ассоциации с халь-

Таблица 1

Сравнительная распространенность висмутовых минералов в главнейших медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР

Минералы висмута	Месторождения					
	Каджаран	Агарак	Дастакерт	Анкаван	Джинда-ра	Айгедзор
Самородный висмут	+	+*	—	—	—	+*
Теллуровисмутит	++	+*	+*	++	—	—
Тетрадимит	+	+*	+*	++	—	—
Жозеит	—	—	—	+(?)	—	—
Висмутин	+++	++*	+++	+++*	++*	+++*
Виттихенит	+++	++*	++	++	++	++*
Айкинит	+(?)	—	—	—	—	—
Эмплектит	++*	+*	+++*	+++	+*	+++*
Купровисмутит	—	—	—	—	+*(?)	++*
Козалит	—	—	+(?)	—	—	—
Галеновисмутит	++	—	++*	—	—	—

Условные обозначения распространенности минералов: +++ широко развит; ++ встречается редко; + встречается очень редко; — не обнаружен.

* Минералы впервые установленные автором.

копиритом, борнитом, галенитом, пиритом, тенантитом, эмплектитом и теллуридами.

В рудообразующих сульфидах содержание висмута меняется не только для разных минералов, но и для различных стадий минерализации и генераций одного минерала. Например, содержание висмута в халькопиритах и пиритах Каджарана по мере развития гидротермальных процессов повышается и достигает своего максимума в поздней кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой стадии минерализации.

Таблица 2

Средние содержания висмута в процентах в главнейших рудообразующих сульфидах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР

Минералы	Месторождения					
	Каджаран	Агарак	Дастакерт	Анкаван	Джинд і-ра	Айгедзор
Халькопирит	0,0144 (10)	0,0062 (5)	0,0331 (10)	0,03—01* (5)	0,0079 (5)	0,0091 (4)
Молибденит	0,0031 (11)	0,001* (10)	0,0164 (7)	0,003* (11)	—	0,003* (7)
Пирит	0,0036 (7)	0,0016 (3)	0,0311 (6)	0,003* (8)	0,0064 (3)	0,0035 (2)
Сфалерит	0,0038 (5)	—	0,0012 (3)	0,0076 (3)	—	—
Галенит	0,0573 (5)	—	0,0570 (2)	0,0766 (3)	—	—

* Данные спектральных анализов.

В скобках указано количество химических анализов. Химические анализы произведены в ИГН АН Арм. ССР аналитиком С. А. Дехтрикян.

Данные многочисленных химических анализов (табл. 2) указывают, что среди главных рудообразующих сульфидов наиболее высокими содержаниями висмута характеризуются галениты Анкавана, Каджарана и Дастакерта. Высокие концентрации висмута отмечаются также

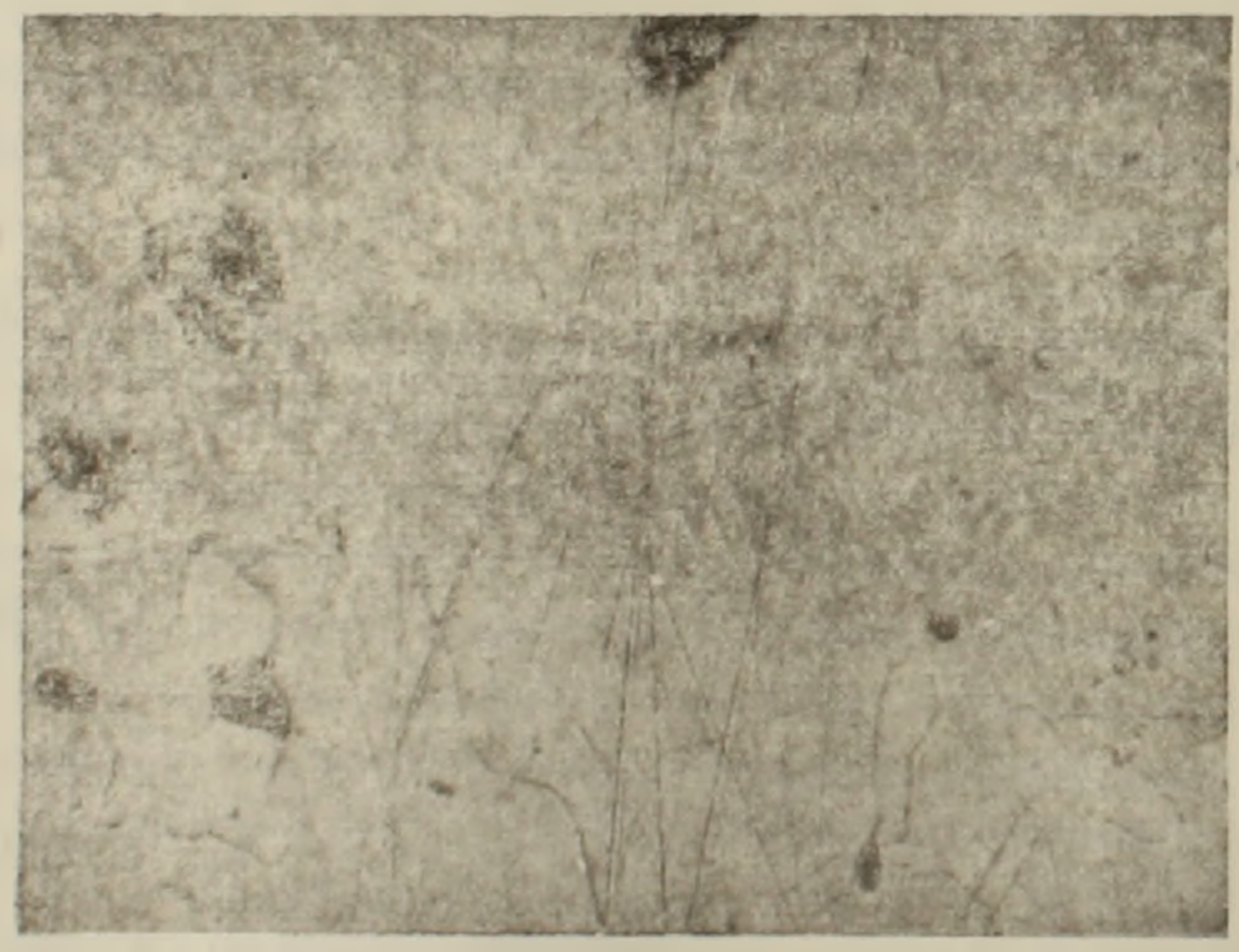
в халькопиритах Дастакерта, Анкавана, Каджарана и в пиритах, молибденитах Дастакерта. Повышенные содержания висмута и свинца в молибденитах Дастакерта и Каджарана дает основание считать, что в полях молибденита по всей вероятности развиты субмикроскопические выделения сульфовисмутитов свинца.

Самые высокие содержания висмута (0,1—0,3 до 1,0%) установлены в борнитах, теннантитах и энаргитах Анкавана.

В рудах и отдельных сульфидах поздних стадий минерализации отмечаются положительные корреляционные зависимости между содержаниями теллура, серебра, золота, висмута, что обусловлено развитием собственных минералов указанных элементов.

Ниже приводится описание наиболее распространенных и хорошо изученных минералов висмута.

Висмутин является распространенным минералом в медных рудах. Он установлен во всех медно-молибденовых месторождениях и развит в рудах следующих стадий минерализации: кварц-молибденитовой, кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-пиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой и кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой. Висмутин проявляется в виде мельчайших удлиненных, призматических форм и иногда овальных зерен размерами от тысячных долей мм до 0,1—0,2 мм и редко более. Сравнительно крупные выделения висмутина нами обнаружены в медных рудах Дастакерта и Айгедзора.



Фиг. 1. Удлиненные выделения висмутина (белое) в халькопирите (серовато-белое). Дастакерт, полир. шлиф. × 120.

Висмутин главным образом развит в полях халькопирита и в меньшей степени борнита, галенита, энаргита, теннантита и реже сфалерита, молибденита и тесно ассоциируется с виттихенитом и эмплектитом, последние обычно развиваются в периферических частях выделения висмутина и обычно окаймляют, замещая его.

В полиметаллических жилах висмутин встречается в ассоциации с галенитом, галеновисмутитом, сфалеритом и реже айкинитом. Обычно галенит окаймляется висмутином, а во внутренних зонах образуются сульфовисмутиты свинца: галеновисмутит и айкинит.

На Анкаванском месторождении висмутин широко развит в кварц-теннантит-энаргитовых прожилках в полях халькопирита, борнита, теннантита, энаргита в тесной ассоциации с виттихенитом, эмплектитом и теллуридами.

В отраженном свете висмутин белый, примерно с яркостью галенита, однако по сравнению с ним имеет нежный желтовато-кремовый оттенок и несколько светлее его. Отражательная способность близка к халькопириту—R_g 46—49%. Измерение отражательной способности висмутина из Дастакерта на установке с фотоумножителем при оранжевом светофильтре показало в среднем R_g 49% и R_p 45%. В скрещенных николях висмутин отчетливо анизотропен без цветных эффектов. Двуотражение в воздухе заметно, но слабо; в иммерсии—усиливается. Рельеф низкий, примерно такой, как у галенита. При наблюдении в иммерсии по удлинению зерен заметны трещины спайности. При действии HNO_3 мгновенно чернеет, а после стирания остается серовата, шероховатая поверхность. Микрохимические и микроспектральные анализы на зернах висмутина показали много висмута.

Из медных руд Дастакерта под микроскопом была отобрана проба, представляющая собой почти равную смесь двух минералов—висмутина и эмплектита тесно срастающихся друг с другом. Из этой пробы с резиновым клеем был смонтирован шарик, который подвергся рентгенометрическому анализу в минераграфической лаборатории ИГЕМ Г. В. Басовой. Условия съемки: Fe—излучение, камера РКД (2R=57,3 мм), d=0,3 мм, экспозиция 5 часов. В полученной дебаеграмме очень четко выделились две фазы: висмутина и эмплектита.

Таблица 3

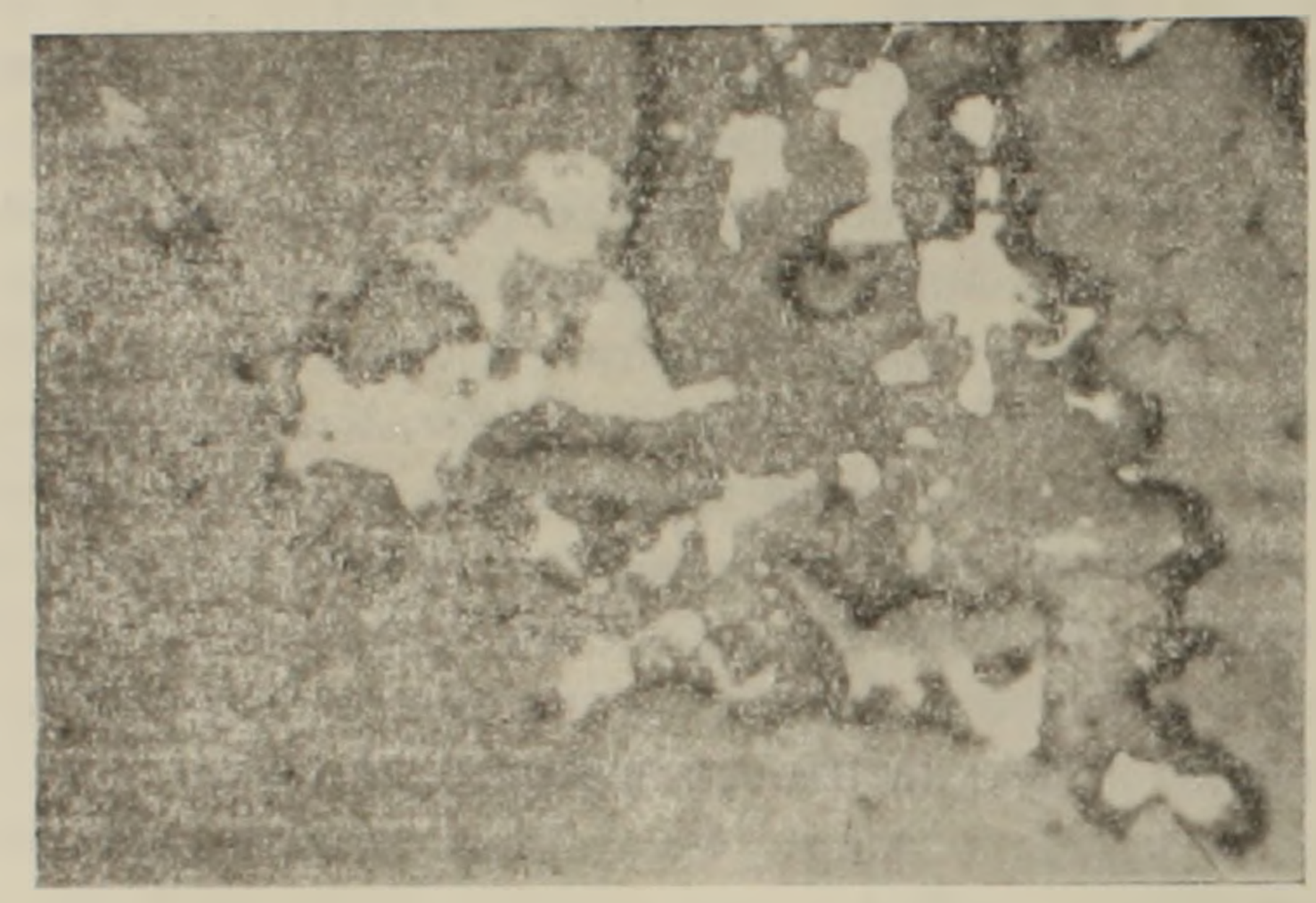
Межплоскостные расстояния висмутина из Дастакертского месторождения

I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
2	5,21	3	2,38	2	1,341
5	4,11	3	2,28	2	1,304
9	3,72	4	2,03	3	1,278
9	3,60	4	1,998	1	1,213
2	3,34	5	1,768	3	1,160
4	3,06	2	1,651	2	1,077
9	2,85	4	1,594	2	1,070
4	2,69	2	1,527	1	1,062
3	2,61	3	1,409	2	0,989
2	2,49	2	1,387		

Межплоскостные расстояния висмутина из Дастакерта с некоторыми отклонениями совпадают с данными эталона висмутина из месторождения Персберг, Швеция [2].

Виттихенит является довольно часто встречающимся мине-

ралом в рудах медно-молибденовых месторождений. Он представлен в виде мельчайших, неправильных, часто удлиненных выделений в полях халькопирита, теннантита, энаргита, борнита и реже сфалерита, галенита, пирита и молибденита. Наиболее тесно виттихенит ассоциируется с висмутином, эмплектитом, халькопиритом, борнитом и обычно окаймляет, замещает эти минералы. На Анкаванском месторождении в энаргит-теннантитовых прожилках нередко выделяется в полях борнита, халькозина, халькопирита, энаргита, теннантита местами в тесной ассоциации с теллуридами и золотом.



Фиг. 2. Выделение виттихенита (темносерое), висмутина (серовато-белое) в халькопирите (серое). Дастакерт, полир. шлиф. × 120.

В отраженном свете серовато-белый с отчетливым коричневатым оттенком. Отражительная способность по сравнению с теннантитом несколько выше. Измерение отражательной способности виттихенита из Дастакерта на установке с фотоумножителем показало следующие значения в процентах: для зеленых лучей—33, оранжевых—29, красных—27. Эффекты анизотропии при скрещенных николях в воздухе и в иммерсии ясно заметы. Для виттихенита из Анкавана отмечается слабый цветной эффект в фиолетово-серых и серовато-коричневатых тонах. Двуотражение слабое и лишь заметно в иммерсии. Рельеф ниже халькопирита. При действии концентрированной HNO_3 буреет. Микрохимической реакцией в минерале установлены висмут, а микроспектральным анализом получены сильные линии висмута и меди.

Виттихенит из Дастакертского месторождения подтвержден рентгенометрическим анализом (табл. 4). Минерал отобран под микроскопом. Рентгенометрические исследования произведены в минераграфической лаборатории ИГЕМ Г. В. Басовой.

В связи с тем, что виттихенит тесно ассоциируется в рудах с халькопиритом и развивается в его полях в дебаеграмме виттихенита отмечается фаза халькопирита слабой интенсивности.

Таблица 4

Межплоскостные расстояния виттихенита из Дастакертского месторождения

I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	3,90	7	1,778
4	(3,37)	2	1,692
1	3,20	5	1,599
10	3,05	2	1,585*
4	2,87	1	1,325*
3	2,66	3	1,205*
1	2,40	3	1,077*
2	(2,06)	2	1,069
2	2,01	1	1,012*
8	1,859		

Условия съемки: Fe—излучение, камера PKD (2R=57,3 мм). d=0,3 мм, экспозиция 5 часов.

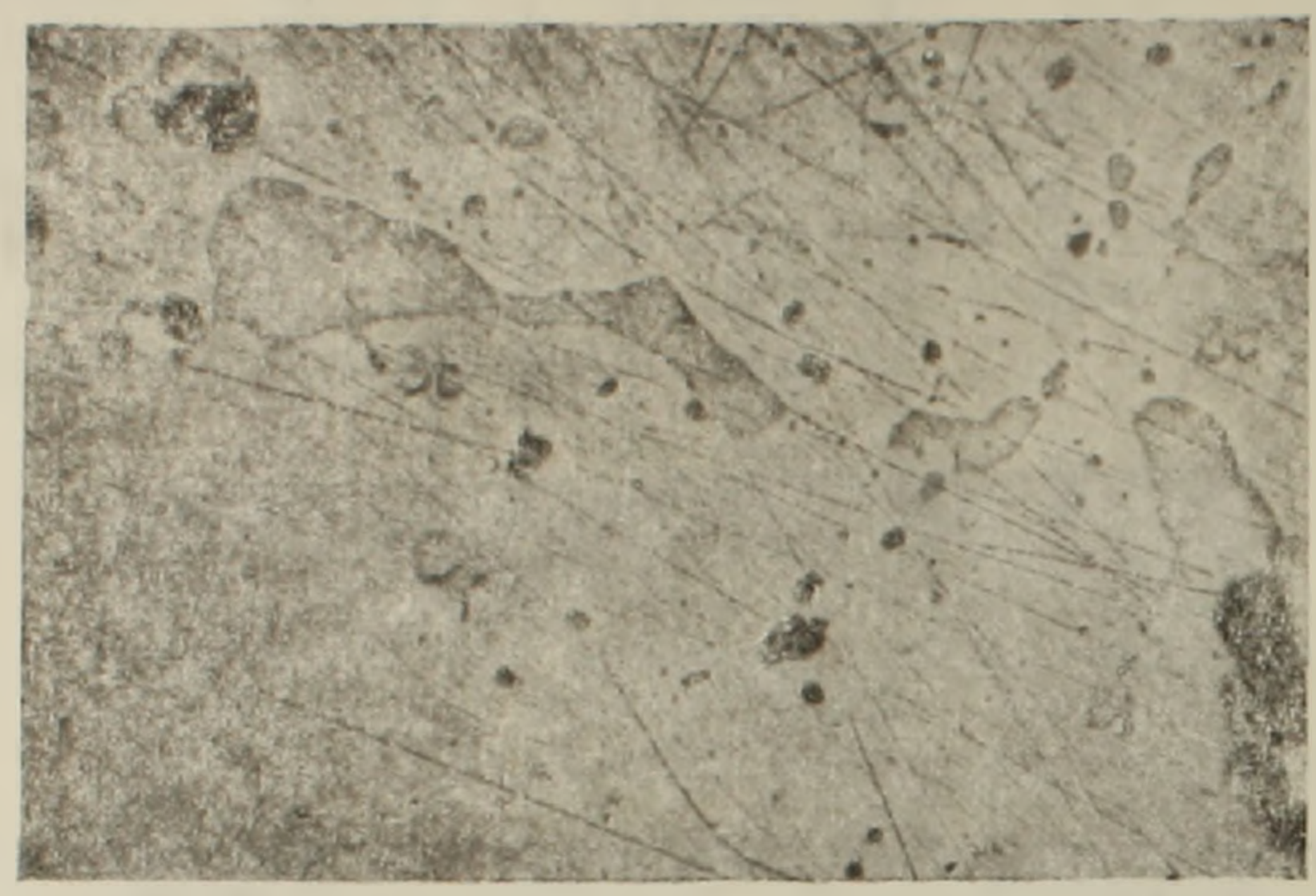
* Межплоскостные расстояния халькопирита.

Сопоставление межплоскостных расстояний виттихенита из Дастакерта с эталоном виттихенита из месторождения Витгихен, Баден [2] показало только частичное совпадение. Рентгенометрические данные виттихенита из Дастакерта близки к дебаеграмме виттихенита по Нуффилду: (4) 4,54; (10) 2,84; (8) 3,07; (4) 2,65 [5].

Эмплектит во многих медно-молибденовых месторождениях Армении впервые установлен автором. Он встречается в прожилках кварц-молибденитовой, кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой и кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой стадий минерализации в виде мельчайших удлиненных игольчатых и неправильных форм выделения в полях халькопирита, борнита, теннантита, энаргита, галенита, халькозина и редко пирита. Эмплектит тесно ассоциируется с висмутином, виттихенитом, купровисмутитом, образуя с ними зернистые срастания и структуры замещения. Очень часто каемки эмплектита развиты вокруг зерен висмутина, халькопирита, и реже борнита и энаргита. В Анкаване и Каджаране отмечается ассоциация эмплектита с теллуридами висмута. При этом на Анкаване эмплектит вместе с виттихенитом образует концентрически зональные выделения вокруг теллуровисмутита и тетрадимита.

В отраженном свете эмплектит характеризуется серовато-белым цветом с желтовато-кремовым оттенком. Отражательная способность выше, чем у теннантита, энаргита и виттихенита и ниже, чем у галенита, халькопирита и висмутина и выражается для эмплектита из Дастакерта в пределах 34—37% для оранжевых лучей и 41% для зеленых лучей. Эффекты анизотропии в воздухе и в иммерсии четко наблюдаются иногда с нежными цветами от зеленоватого до серо-бледноватого. Двуотражение в воздухе слабое и отчетливо устанавливается в иммерсии. Рельеф ниже, чем у халькопирита и очень близок к рельефу висмутина и виттихенита. Твердость низкая, полируется хорошо, вну-

трение рефлексы не наблюдаются. При действии разбавленной HNO_3 (1:1) в течение 2 минут слегка буреет; от концентрированной HNO_3 и царской водки быстро чернеет.



Фиг. 3. Висмутин и эмплектит (оба белые) в кварце (темно-серое). Айгедзор, полир. шлиф. × 130

Микроспектральным анализом в зернах эмплектита из Дастакерта и Анкавана обнаружены сильные линии висмута. Эмплектит относится к числу трудно диагностируемых минералов. Он особенно трудно отличается от висмутина и сульфовисмутитов свинца и меди. Наши исследования показали, что эмплектит отличается от висмутина своеобразным нежно-кремовым оттенком, более слабой анизотропностью и двуотражением. Отражательная способность в этом случае является не решающей. Эмплектит из Дастакерта нами был подтвержден рентгенометрически (табл. 5). Анализ произведен в минераграфической лаборатории ИГЕМ Г. В. Басовой.

Таблица 5

Межплоскостные расстояния эмплектита из Дастакертского месторождения

I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
2	3,34	2	1,859	1	1,213
10	3,19	5	1,768	2	1,087
4	3,06	2	1,651	2	1,077
3	2,38	3	1,527	2	1,070
8	2,16	4	1,409	1	1,044
4	1,955	2	1,341	2	1,009

Условия съемки: Fe—излучение, камера PKD (2R=57,3 мм). d=0,3 мм, экспозиция 5 часов.

Межплоскостные расстояния эмплектита из Дастакерта весьма сходны с эталоном эмплектита из месторождения Иоагангеоргенштадт в Саксонии [2].

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. В рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР установлены многочисленные собственные минералы висмута, среди которых сравнительно широко развиты: виомутин, виттихенит и эмплектит.

2. Обогащены висмутом прожилки руд средних и поздних стадий минерализации: кварц-халькопирит-молибденитовой (Каджаран, Дастакерт), кварц-халькопиритовой (Каджаран, Агарак, Анкаван), кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой (Анкаван, Каджаран) и кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой (Анкаван). Именно в рудах указанных стадий минерализации широко распространены минералы висмута.

3. Высокие и повышенные содержания висмута в рудах связаны с мельчайшими выделениями собственных минералов висмута, развитых в полях рудообразующих сульфидов и сульфосолей, и только отчасти с изоморфной примесью его в отдельных минералах. Высокими содержаниями висмута характеризуются галениты и халькопириты Каджарана, Дастакерта и Анкавана, а также пириты и молибдениты Дастакерта.

4. Руды медно-молибденовых месторождений Армении характеризуются повышенными содержаниями висмута и наличием многочисленных собственных минералов этого ценного элемента, что дает основание поставить вопрос о попутном извлечении висмута из медных и молибденовых концентратов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 17.VI.1969.

Գ. Հ. ՓԻՋՅԱՆ

ԲԻՍՄՈՒՏԻ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում են Հայկական ՍՍՀ-ի գլխավոր պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում բիսմուտի միներալների միներալա-դեոքիմիական բազմամյա հետազոտությունների արդյունքները։

Ուսումնասիրությունները ցույց են տվել, որ պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերում հայտնի են բիսմուտի շատ միներալներ, սակայն նրանցից ամենաշատ տարածված են բիսմուտինը, վիտիխենիտը և էմպլեկտիտը, որոնց մանրամասն նկարագրությունը բերված է հոդվածում։ Բիսմուտի միներալներով առավել հարուստ են Քաջարանի, Դաստակերտի և Հանքավանի հանքանյութերը։ Հանքառաջացնող սուլֆիդներից բիսմուտի բարձր պարունակությամբ աչքի են ընկնում գալենիտներն ու խալկոպիրիտները։

Հեղինակը հանգում է այն եզրակացությանը, որ բիսմուտով հարուստ են գլխավորապես հանքառաջացման միջին և ուշ ստադիաներում ձևավորված

հանքային երակները։ Հանքանյութերում բիսմուտի բարձր պարունակությունները մեծ մասամբ պայմանավորված են բիսմուտի սեփական միներալների առկայությամբ, ինչպես նաև բիսմուտի իզոմորֆ խառնուրդով առանձին միներալներում։

Հոդվածում առաջ է քաշվում պղնձի և պղինձ-մոլիբդենային հարստանյութերից բիսմուտի կորզման հարցը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Карапетян А. И.** Сульфовисмутиты меди в рудах Анкаванского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
2. **Михеев В. И.** Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолиздат, 1957.
3. **Пиджян Г. О.** К геохимии руд Дастакертского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, серия геолог.-географ. наук, № 4, 1958.
4. **Пиджян Г. О.** К минералогии руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР. серия геолог.-географ. наук, № 2, 1960.
5. **Рамдор П.** Рудные минералы и их срастания. Изд. иностранной литературы, 1962.
6. **Фарамазян А. С.** К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Известия АН Армянской ССР, сер. геолого-географ. наук, т. XI, № 6, 1958.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 45—53, 1970

А. Е. ИСАХАНЯН

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ НА ШАМЛУГСКОМ МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Шамлугское месторождение меди находится в 9 км к северо-западу от ст. Ахтала Зак. ж. д., у пос. Шамлуг. Месторождение открыто местными жителями в 1741 г. и эксплуатируется с 1770 г., однако усиленная разработка его ведется с 1907 г.

Первые сведения о геологии месторождения мы находим в работах Г. Абиха, К. Редлиха и А. Пеликана, относимых ко второй половине XIX века. В числе исследователей XX века следует отметить Н. Лебедева, О. Т. Карапетяна, В. Г. Грушевого, Н. Г. Кристина, О. С. Степаняна, Н. Я. Монахова, И. Г. Магакьяна, Р. И. Милосердова, А. Т. Асланяна, С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, Б. С. Вартапетяна, Э. А. Хачатуряна, геологов Шамлугской геологоразведочной партии и рудника Г. А. Дадаяна, Е. М. Тунина, А. Е. Исаханяна, А. С. Теряева, А. Г. Гарсояна и др.

Геологический разрез месторождения представляется в следующем виде (снизу вверх).

В основании разреза залегают плагиоклазовые и андезитовые порфириты дебедской свиты, их лавовые и вулканические брекчии (аален—низы байоса, по другим данным верхний байос). На породы дебедской свиты залегают туфы и туфробрекчии порфиритов кошабердской свиты (байос), на которые налегают породы алаверди-шамлугской свиты. Последние представлены кварцевыми и бескварцевыми кератофирами, их туфами, вулканическими брекчиями и агломератами байоса. Разрез участка месторождения замыкается туфогенными и известковистыми песчаниками шахтахокой свиты (байос-бат), которые на севере (за пределами месторождения) перекрываются аркозовыми песчаниками бугакярской свиты келловея. Слагающие участок породы имеют общее падение в сторону северных румбов с углами падения 10—20°.

Перечисленные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы прорваны мощными пластообразными, пологозалегающими телами (силлами) и дайками плагиогранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, известных в литературе под названием альбитофиров. На месторождении известны также дайки габбро-диабазов и диабазовых порфиритов.

Тектоническое положение месторождения определяется его расположением на северном крыле Дебедской брахиантиклинали, ось которой дугообразно вогнута к востоку и круто погружается на юг—юго-восток (в районе г. Алаверди) и на восток. Крылья брахиантиклинали и, в некоторой степени, ее сводовая часть осложнены более мелкими складками и разбиты разрывными нарушениями различных направлений.

Центральный участок Шамлугского месторождения приурочен к одной из указанных мелких складок—Шамлугской антиклинали IV порядка, которая с пологим падением крыльев в сторону Лалварского синклинория раскрывается и затухает.

Разрывные нарушения участка разделяются на две основные группы: а) продольные, по отношению к оси Дебедской брахиантиклинали, нарушения, представленные преимущественно сбросами и взбросами и б) поперечные, по отношению к оси брахиантиклинали нарушения, представленные взбросами, сдвиго-взбросами и нормальными сбросами.

Первые имеют близширотное простирание с падением на юг, а вторые—субмеридиональное и северо-восточное простирание с падением в западные румбы.

Оруденение представлено медно-серноколчеданным и, отчасти, колчеданно-полиметаллическим типами. Пространственное размещение оруденения обуславливается благоприятным сочетанием магматических, стратиграфо-литологических и структурных факторов, причем последними двумя факторами определяются формы и условия залегания рудных тел.

Анализ материалов, накопленных при разведочных и эксплуатационных работах, показывает, что наиболее благоприятными для локализации оруденения породами являются кератофиры, их брекчии и агломераты, в литературе известные как рудоносная свита, и подстилающие их туфобрекчии порфиритов кошабердской свиты.

В рудоносной свите, вблизи ее контакта с альбитофирами и туфопесчаниками, размещены все богатые, в основном отработанные штоки, линзы и неправильной формы тела массивных медноколчеданных, серноколчеданных и, частично, полиметаллических руд (штоки «КЛ», «Д», «С», линзы №№ 4а, 5, 6, 10 и др.). Все они имеют пологое залегание, согласное с нижней поверхностью экранирующих альбитофиров и туфопесчаников. С глубиной, в низах рудоносной свиты и в кошабердской свите эти рудные тела переходят в жилы и жилообразные залежи массивных халькопиритовых руд (жилы №№ 3, 5, 7, 8, 16, 10, 11, 12, 14, линза № 9 и др.). Последние имеют широтное простирание с крутыми углами падения, преимущественно в южные румбы. В свите туфобрекчий порфиритов отмечаются также зоны прожилково-вкрапленного колчеданного оруденения (рудоносные зоны №№ 1, 5, 6 и др.). Менее благоприятными в отношении локализации оруденения являются породы дебедской свиты, представленные эффузивными породами умеренно кислого и основного составов. Здесь отчетливо выражено гидротермальное изменение пород и известны многочисленные проявления серноколчеданного и медноколчеданного оруденения в виде жилообразных тел с более убогим содержанием меди.

Таким образом, скопления промышленных колчеданных руд сконцентрированы в основном в кислых или близких к ним разновидностях вулканогенных пород, тогда как в породах умеренно кислого и основно-

го состава наблюдается преимущественно лишь рассеянная минерализация.

Как отмечалось выше, пространственное размещение оруденения обуславливается благоприятным сочетанием магматических, стратиграфо-литологических и структурных факторов. Не останавливаясь на описании первых двух факторов, в настоящей статье мы ставим цель осветить роль структурного фактора в рудообразовании Шамлугского месторождения.

Как в рудоносной свите, так и в туфобрекчиях порфиритов наблюдается прерывистость оруденения. В их пределах участки с интенсивным развитием гидротермальных изменений и скоплений рудных тел чередуются с практически безрудными участками, где породы не подвергнуты гидротермальным изменениям или изменены слабо. При однородности первичных пород это явление обуславливается структурными особенностями данного участка.

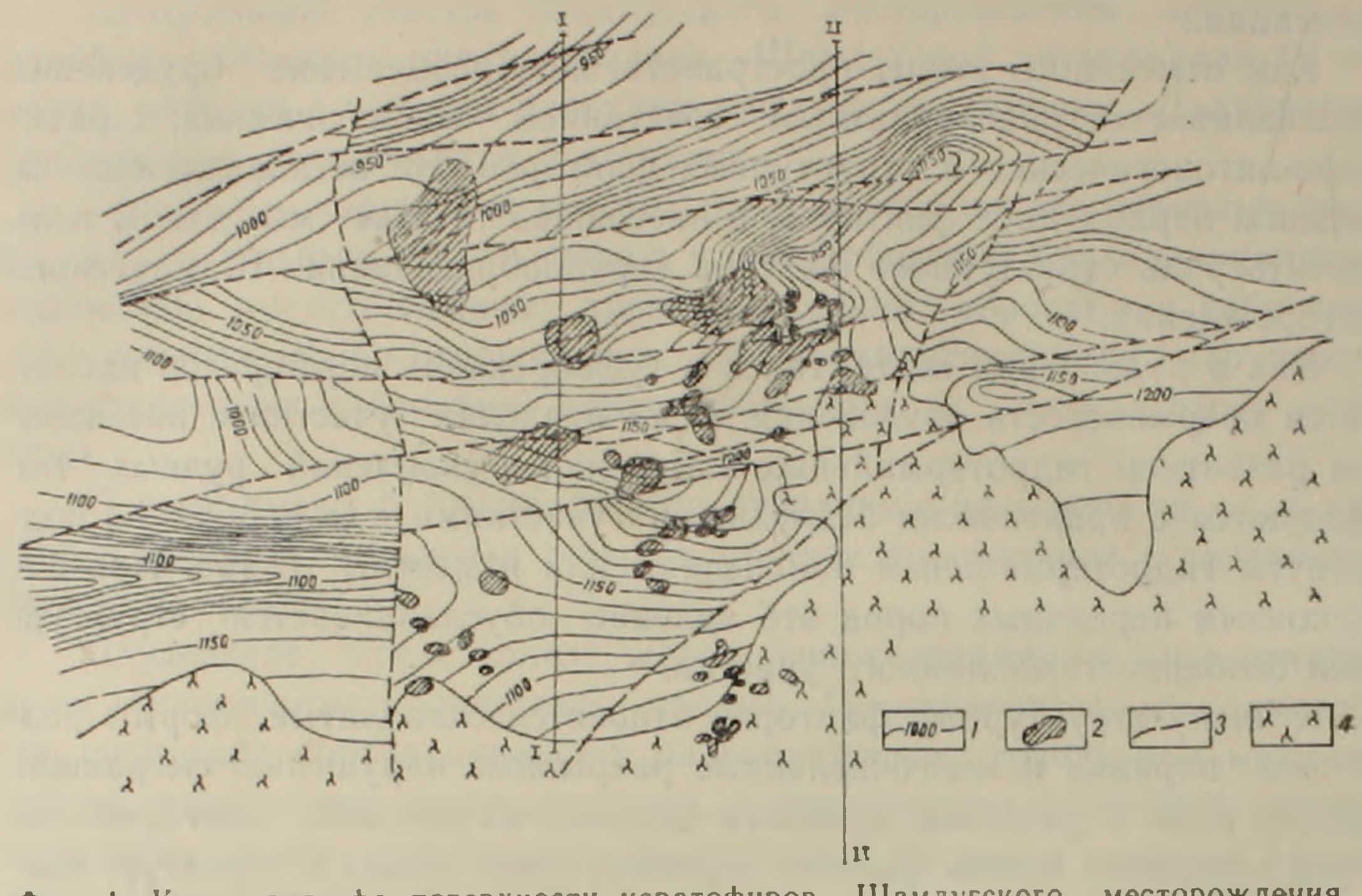
К числу структурных факторов относятся складчатые формы различного порядка и многочисленные разрывные нарушения, сыгравшие важную роль в развитии процесса послемагматической деятельности. К ним относится также наличие экранирующих пород и структур, препятствовавших проникновению и рассеиванию рудоносных растворов в породы, перекрывающие рудоносные свиты.

Основной складчатой формой участка месторождения является Шамлугская антиклиналь северо-восточного, близмеридионального направления, осложняющая северное крыло Дебедской брахиантиклинали.

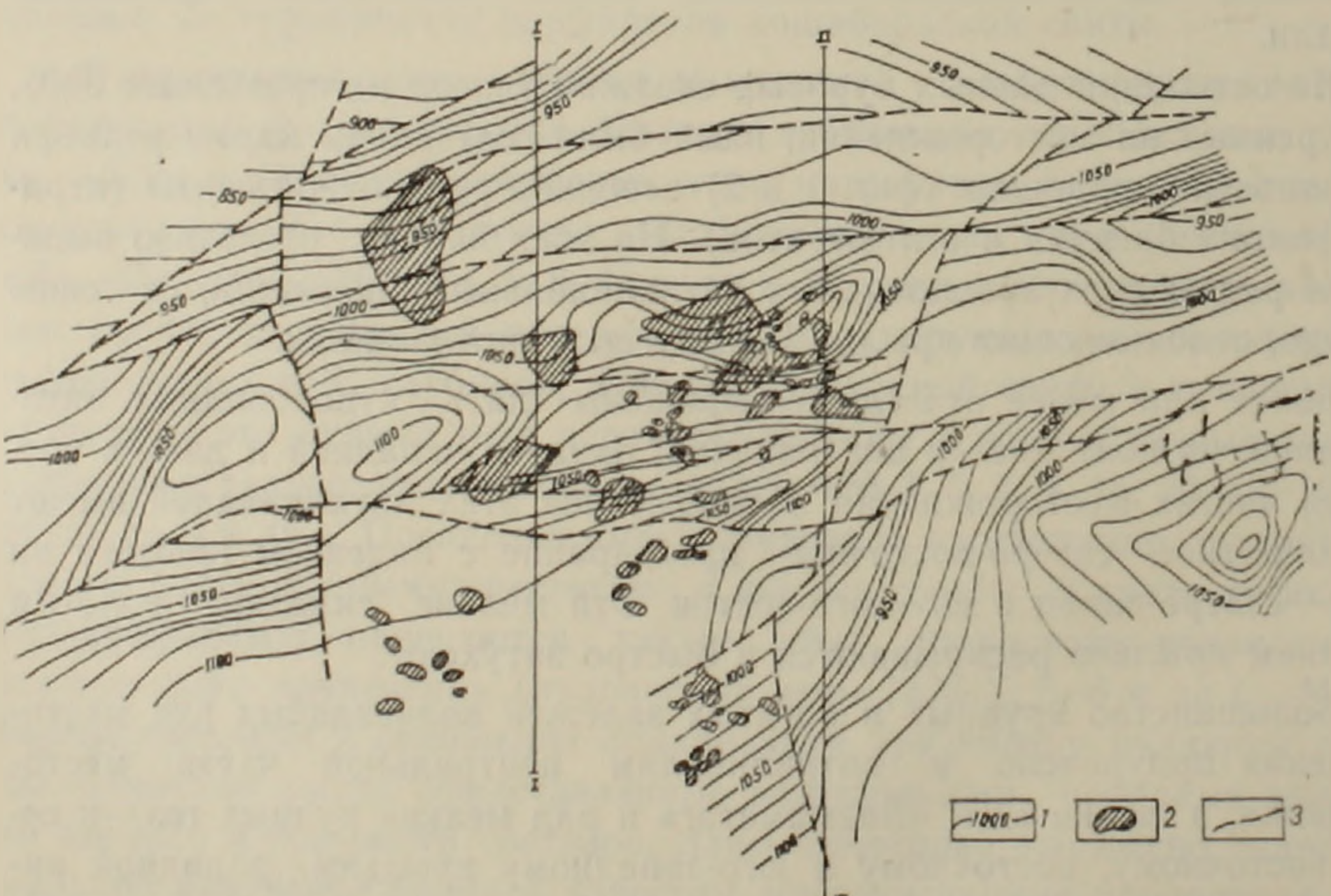
На основании данных буровых скважин (число их превышает 300), пробуренных на месторождении, нами были составлены карты рельефа поверхности и подошвы (фиг. 1 и 2) основной рудоносной свиты (кератофиров, их брекчий и агломератов). На этих картах отчетливо выделяется ряд мелких куполовидных антиклинальных поднятий, в свою очередь, осложняющих крылья Шамлугской антиклинали.

Более или менее отчетливо выражены пять куполовидных антиклиналей, из коих две—в центральной, одна—в западной и две—в восточной частях месторождения. Длинные оси этих антиклиналей имеют близширотное—северо-восточное простирание с падением крыльев на север—северо-запад и юг—юго-восток. Эти мелкие складки с пологим падением крыльев раскрываются и быстро затухают.

Большинство крупных и богатых залежей колчеданных руд месторождения приурочено к антиклиналям центральной части месторождения, а штоки «Д», «Базмаметаг» и ряд мелких рудных тел—к северо-восточному, восточному и юго-западному крыльям западной антиклинали и переходной зоне от последней к центральной. Таким образом, описанные антиклинали и, частично, их крылья служили средой для локализации колчеданного оруденения. Не менее важная роль в рудообразовании принадлежит разрывным нарушениям; так, при однородности литологического состава (кератофиры и их брекчии),



Фиг. 1. Карта рельефа поверхности кератофиров Шамлугского месторождения. Условные обозначения: 1. Изолинии отметок поверхности кератофиров (проведены через 10 м), 2. Проекции рудных тел на поверхности кератофиров, 3. Тектонические нарушения, 4. Выходы кератофиров на дневной поверхности.



Фиг. 2. Карта рельефа подошвы кератофиров Шамлугского месторождения. Условные обозначения: 1. Изолинии отметок подошвы кератофиров (проведены через 10 м), 2. Проекции рудных тел на подошве кератофиров, 3. Тектонические нарушения.

приосевой части и западных крыльев западной антиклинали, залежи типа богатых рудных штоков и линз не установлены, что следует объяснить отсутствием здесь благоприятного сочетания складчатых форм структуры с разрывными нарушениями.

На месторождении установлены две группы разрывных нарушений: а) субмеридиональные—северо-восточные или поперечные по отношению к оси Дебедской брахиантиклинали и б) широтные близширотные (северо-восточные) или продольные (см. фиг. 1 и 2).

а) **К первой группе** относятся западное и восточное разрывные нарушения, пересекающие месторождение с юга на север—северо-восток.

Западное нарушение представляет взброс меридионального простирания с падением плоскости на запад. Вертикальная амплитуда взброса колеблется в пределах от 10 до 50 м; приподнятым крылом является западное.

Восточное нарушение также представляет собой взброс с падением плоскости на запад. На юге оно имеет субмеридиональное, северо-западное простирание, а в центральной части круто поворачивает на северо-восток и в этом направлении выходит за пределы рудного поля.

Амплитуда взброса с приподнятым западным крылом колеблется в пределах от 100—130 на юге, до 40 м—на севере.

Описанными двумя взбросами ограничивается распространение богатых штоков и линз месторождения как в западном, так и в восточном направлениях. Вероятно, они служили экраном, препятствующим рассеиванию рудоносных растворов. За пределами этих взбросов оруденение представлено жильным типом, которое образовалось по трещинам широтного простирания.

б) **К разрывным нарушениям второй группы** относятся нормальные ступенчатые сбросы и взбросы широтного простирания с крутыми падениями их поверхностей на юг. Опущенными крыльями в основном являются северные, частично южные крылья. Амплитуда смещения колеблется в пределах от 10 до 60 м в вертикальном направлении и от 10 до 120 м—в горизонтальном направлении. Во всех случаях северные крылья по отношению к южным сдвинуты на восток. По ним смещены также тектонические нарушения субмеридионального направления.

Разрывные нарушения широтного простирания имеют широкое развитие на центральном участке месторождения и являются рудовмещающими структурами.

К рудовмещающим структурам относятся также межформационные зоны рассланцевания и раздробленных пород, сопровождающиеся тектонической глинкой. Эти зоны образовались в процессе формирования складчатой структуры района и месторождения на контактах различных по своим физико-механическим свойствам свит и внутри свит, отличающихся пестрым литологическим составом. На месторождении межформационные зоны рассланцеванных и раздробленных пород образовались на контакте кератофиров, их брекчий и агломератов со свитой песчаников и в самих кератофирах и туфобрекчиях порфиритов.

Породы рудоносных свит (кератофиры, их брекчии и агломераты, частично и туфобрекчии порфиритов) отличаются большой пористостью, меньшей твердостью, высокой величиной водопоглощения и меньшей жесткостью, а также максимальным значением хрупкости среди всех типов пород месторождения. В процессе деформации в них происходило разрушение с образованием мелких обломков неправильной формы, что вызвало образование участков дробления и брекчированных зон в их приконтактовой полосе с перекрывающими породами.

Таким образом, основными структурами месторождения, вмещающими колчеданные рудные тела, являются межформационные зоны рассланцеванных и раздробленных пород и продольные, по отношению к оси Дебедской брахиантиклинали, тектонические нарушения. В первых локализовались тела массивных медноколчеданных и, отчасти, полиметаллических руд линзообразной, пластообразной, штокообразной и неправильной форм. К продольным тектоническим трещинам разрывного характера, сопровождающимися сетью оперяющих трещин, приурочены жилообразные и линзообразные залежи и тела прожилково-вкрапленных руд. Последние развиты в основном в нижних частях рудоносных толщ. В некоторых случаях наблюдаются непосредственные переходы от жилообразных и линзообразных залежей и тел прожилково-вкрапленных руд к штокообразным и пластообразным рудным телам, приуроченным к зонам рассланцеванных и раздробленных пород на контакте рудоносной свиты кератофиров с покрывающими песчаниками и альбитофирами (фиг. 3).

Поперечные тектонические нарушения обычно промышленного оруденения не несут, несмотря на то, что они сопровождаются зонами гидротермального изменения и во многих случаях содержат признаки рудной минерализации. В процессах гидротермальной деятельности эти нарушения, вероятно, играли роль рудоподводящих каналов, по которым поднимались рудоносные растворы, далее поступавшие в продольные тектонические трещины и межформационные зоны раздробленных пород и отлагали рудное вещество.

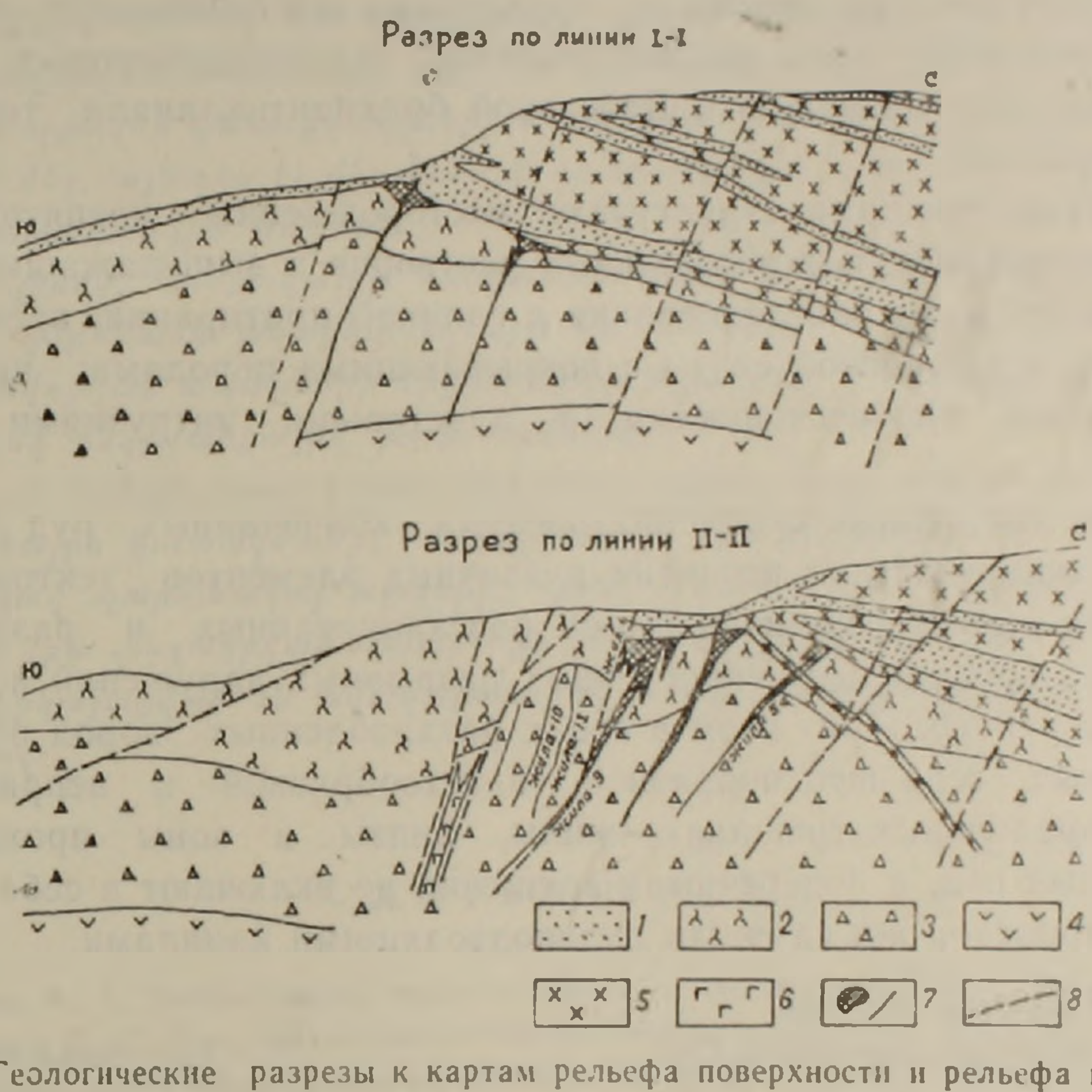
Экранирующими структурами месторождения являются межформационные зоны рассланцевания с глинкой притирания, проходящие по контакту кератофиров с туфогенными песчаниками и пластовыми интрузиями альбитофиров. Наряду с ними, экранами, препятствующими проникновению гидротермальных растворов в вышележащие породы, служили покрывающие туфогенные песчаники и пластовые альбитофиры, которые характеризуются минимальной пористостью, водопоглощением и большой твердостью.

Анализ приведенных фактических материалов показывает, что различные элементы структуры месторождения играли различную роль в распределении колчеданного оруденения.

Промышленные скопления колчеданных руд и интенсивная гидротермальная измененность пород наблюдаются на центральном участке месторождения, где имеются экранирующие породы и структуры и раз-

виты различные элементы тектонических нарушений—межформационные зоны рассланцеванных и раздробленных пород, продольные и поперечные тектонические нарушения.

На участках сочетания всех этих элементов и куполовидных антиклинальных поднятий образовались штокообразные и линзообразные залежи, зоны прожилково-вкрапленного оруденения и жилы колчеданных руд, что особенно характерно для центрального участка месторождения (фиг. 3).



Фиг. 3. Геологические разрезы к картам рельефа поверхности и рельефа подошвы Шамлугского месторождения.

Условные обозначения: 1. Туфогенные песчаники, 2. Кератофиры, их брекчии и туфы, 3. Туфобрекчии порфиритов, 4. Андезитовые порфириты, 5. Альбитофиры и кварцевые альбитофиры, 6. Диабазовые порфириты, 7. Колчеданные рудные тела, 8. Тектонические нарушения.

При отсутствии межформационных зон рассланцеванных и раздробленных пород на восточном и западном флангах месторождения в продольных тектонических трещинах образовались лишь жилы и прожилково-вкрапленные тела.

В свете изложенного можно высказать следующие соображения о закономерностях структурного контроля локализации рудных тел на Шамлугском медноколчеданном месторождении.

1. Наряду с магматическим и литологическим факторами, пространственное размещение рудных тел месторождения обуславливается благоприятным сочетанием структур складчатого и разрывного характера. Совокупностью этих факторов определяются также формы и условия залегания рудных тел.

2. Складчатые структуры месторождения представлены Шамлугской антиклиналью, осложняющей северное крыло Дебедской брахиантиклинали и куполовидными антиклинальными поднятиями, в свою очередь, осложняющими Шамлугскую антиклиналь.

3. Структуры разрывного порядка представлены поперечными (субмеридиональными) и продольными (широтными) тектоническими нарушениями и межформационными зонами рассланцованных и раздробленных пород.

4. Основными рудоносными структурами месторождения являются межформационные зоны рассланцованных и раздробленных пород и продольные по отношению к Дебедской брахиантиклинали тектонические нарушения.

5. Экранирующими структурами месторождения, препятствующими проникновению гидротермальных растворов в вышележащие породы, являются зоны рассланцевания с глинкой притирания, проходящие по контакту рудоносной свиты с покрывающими породами; последние представлены туфопесчаниками и пластовыми интрузиями альбитофиров.

6. Промышленные скопления богатых колчеданных руд сконцентрированы на участках развития различных элементов тектонических нарушений—межформационных зон рассланцеванных и раздробленных пород, продольных и поперечных разрывных нарушений и экранирующих структур. При этом в зонах раздробленных пород образовались рудные тела штокообразной, пластообразной и неправильной форм, в продольных трещинах—жилы, линзы и зоны прожилково-вкрапленных руд, а поперечные нарушения не включают в себе рудные тела и, вероятно, они служили рудоподводящими каналами.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 10.IV.1969

Ա. Ե. ԻՍԱԽԱՆՅԱՆ

ՇԱՄԼՈՒՂԻ ՊՂՆՁԱՀՐԱՔԱՐԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՄԱՐՄԻՆՆԵՐԻ ՏԵՂԱՅՆԱՑՄԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հանքավայրում փորված 300-ից ավելի հորատանցքերի տվյալների հիման վրա կազմված են կերատոֆիրների (հանքաբեր հորիզոնի) մակերևույթի և հիմքի ռելյեֆի քարտեզները, որոնք պարզ արտահայտում են տեղամասի կառուցվածքը։ Հանքավայրի կենտրոնական մասում կերատոֆիրները կազմում են լավ արտահայտված հինգ գմբեթաձև անտիկլինալային ծալքեր։

Ճեղքվածքային խախտումները բաժանվում են երկու խմբի՝ ա) մերձմիջօրեական-հյուսիս-արևելյան և բ) լայնակի-մերձլայնակի տարածման խախտումների։

Առաջին խմբին են պատկանում կենտրոնական տեղամասի արևմուտքով և արևելքով անցնող և արևմտյան անկում ունեցող ճեղքվածքային խախտումները, որոնք սահմանափակում են հանքաղանգվածների տարածումն երկու կողմից։

Ճեղքվածքային խախտումների երկրորդ խմբին են պատկանում հանքավայրում մեծ տարածում ունեցող լայնակի ուղղության խախտումները, որոնց խախտման մակերևույթն ընկնում է դեպի հարավ։ Այս խախտումները հանդիսանում են հանքպարունակող կառուցվածքներ։

Հանքպարունակող կառուցվածքների շարքին են դասվում նաև ջարդված ու թերթավորված ապարների միջֆորմացիոն խավերը, որոնք առաջացել են շրջանի ծալքավոր կառուցվածքների ձևավորման ժամանակ, ինչպես կերատոֆիրների մեջ, այնպես էլ վերջինների ու նրանց վրա տեղադրված ավազաքարերի կոնտակտային մասում։

Այսպիսով, հանքավայրի հանքպարունակող կառուցվածքները հանդիսանում են գմբեթաձև անտիկլինալների սահմաններում տեղադրված ջարդված ու թերթավորված ապարների միջֆորմացիոն խավերը և լայնակի ուղղությամբ տարածվող ճեղքվածքային խախտումները։

Էկրան հանդիսացող կառուցվածքները, որոնք նպաստել են հանքանյութի պանգվածային կուտակմանը, հանդիսանում են թերթավորված ապարների շփման կավ պարունակող խավերը, որոնք անցնում են հանքաբեր հորիզոնի և նրանց վրա տեղադրված ապարների կոնտակտով, ինչպես նաև վերջինները, որոնք ներկայացված են ավազաքարերով ու ալբիտոֆիրների շերտաձև գոյացումներով։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. **Вартанян С. У.** Роль физико-механических свойств пород в локализации слепых рудных тел и обоснование их поисков (на примере колчеданных месторождений Северной Армении). Известия высш. уч. зав., серия геологии и разведки, № 12, 1961.
3. **Вартапетян Б. С.** Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1965.
4. **Магакьян И. Г.** Металлогения северной части Малого Кавказа. ДАН АрмССР, № 3, 1944.
5. **Магакьян И. Г.** Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, 1947.
6. **Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.** Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН АрмССР, серия геолог. и географ. наук, № 4, 1957.
7. **Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А.** Алавердский рудный район. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1968.
8. **Паффенгольц К. Н.** Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течений рр. Акстафа-чай и Дебеда-чай (ССР Армении). Труды ВГРО, вып. 35, 1934.
9. **Хачатурян Э. А.** Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Известия АН АрмССР, серия геолог. и географ. наук, № 4, 1959.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 54—64, 1970

Н. Г. АЛОЯН

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗАНГЕЗУРСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1968 ГОДА

9 июня и 1 сентября 1968 г. в Центральном Зангезуре (южная Армения) произошли сильные землетрясения, в результате которых были повреждены жилые дома, больницы, административные и школьные здания. Эпицентры землетрясений расположены на южных отрогах Баргушатского хребта, восточнее пересечения последнего с Зангезурским хребтом.

По поручению дирекции Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР нами проводились исследования в Центральном Зангезуре (г. Кафан—г. Каджаран) с целью выявления особенностей геотектонического развития эпицентрального района.

В настоящей статье кратко излагаются основные результаты этих исследований, которые указывают на причинную связь сейсмической активности и тектоники.

Правильное понимание структурных особенностей эпицентрального района зангезурских землетрясений имеет принципиальное значение для выявления взаимосвязи между сейсмической активностью и геологическим строением области. Особенности геологического строения и тектоники Зангезура в той или иной степени освещены в многочисленных исследованиях, однако, наиболее полной и обобщающей сводкой в настоящее время является монография С. С. Мкртчяна «Зангезурская рудоносная область Армянской ССР», которая лежит в основе современных представлений о структуре этой области. В пределах Центрального Зангезура выделяются две крупные геотектонические единицы—Сомхето-Кафанская и Армянская складчатые зоны, граница между которыми проводится по Хуступ-Гиратагскому глубинному разлому. В структурном отношении в пределах Центрального Зангезура с востока на запад выделяются следующие элементы первого порядка: в составе Сомхето-Кафанской зоны—Кафанский антиклинорий, а в составе Армянской—Зангезурский антиклинорий и Ордубадский синклинорий. Ось Кафанского антиклинория имеет северо-западное простирание и проходит через г. Кафан и сел. Татев. Ядро антиклинория сложено вулканическими образованиями байоса, которые на крыльях трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями верхней юры и мела. Зангезурский антиклинорий занимает высокогорную область одноименного хребта и граничит на востоке по Хуступ-Гиратагскому разлому с Кафанским антиклинорием. В ядре складки обнажаются крупный гранитоидный массив и интенсивно дислоцированные метаморфизованные породы докембрия и эопалеозоя,

выступающие вдоль Хуступ-Гиратагского разлома. Расположенный западнее Ордубадский синклинорий сложен карбонатно-терригенными отложениями мела и вулканогенно-осадочными отложениями палеогена [1, 8].

Обобщение всего имеющегося материала по истории геотектонического развития и геологическому строению Центрального Зангезура, новые данные [3, 6, 10] и наши личные детальные исследования дают основание предложить несколько иную структурную схему этой области. Общеизвестно, что Сомхето-Кафанская и Армянская зоны резко отличаются друг от друга по геологическому строению и истории геотектонического развития, начиная со среднего палеозоя. История геотектонического развития этих складчатых зон напоминает игру блоков разных знаков, причем поднятие одного сопровождается опусканием другого. Нет сомнения, что в результате этих дифференцированных движений в пограничной полосе этих складчатых зон должна формироваться определенная зона дробления, интенсивного смятия и гидротермального изменения, более проницаемая как для внедрения интрузивов, так и для проникновения рудных гидротерм. Надо полагать, что эта зона должна характеризоваться своеобразием тектонического строения, резко отличном от внутренней структуры сопредельных складчатых зон, а также повышенной сейсмической активностью. Своеобразие внутреннего строения зоны сочленения заключается в том, что здесь главную роль играет глыбовая (разломная) складчатость, обусловленная наличием многочисленных сложно построенных зон тектонических нарушений, по которым происходили и происходят дифференцированные движения отдельных глыб (блоков). К сожалению, это обстоятельство прежними исследователями не учитывалось, что привело к неправильному истолкованию структурных особенностей эпицентрального района. Так, например, необходимость выделения антиклинальных и синклинальных структур в пределах пограничной полосы примыкающих складчатых зон (по примеру их внутреннего строения) привела к тому, что в эпицентральном районе (в районе сел. Гярд) некоторые исследователи описывают антиклинальную складку субмеридионального простирания [7], вторые описывают антиклинальную складку субширотного простирания (Г. О. Пиджян и др.), а третьи—складку северо-западного простирания [8].

Исходя из всего вышеизложенного, в пределах Центрального Зангезура нами выделяются следующие структуры: 1. Кафанский антиклинорий; 2. Зона сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон; 3. Ордубадский синклинорий (фиг. 1). Зона сочленения имеет очень сложное внутреннее строение, представляя из себя мощную зону крупных крутопадающих близко расположенных тектонических разломов северо-западного простирания. Наиболее крупными из них являются зоны Хуступ-Гиратагского, Ахсакальского, Гярдского и Дебаклинского разломов. Хуступ-Гиратагская и Дебаклинская зоны разломов ограничивают зону сочленения соответственно с востока и

запада. Внутри зоны сочленения с востока на запад отчетливо выделяются: 1. Шовный горст (зона шва), 2. Западный грабен. Шовная зона ограничена с востока Хуступ-Гиратагским, а с запада Ахсакальским

Фиг. 1. Структурная схема Центрального Зангезура. 1. Границы зоны сочленения. 2. Зона шва. 3. Западный грабен. а. Зангезурское горстовое поднятие. б. Каджаранский грабен. 4. Зоны тектонических нарушений. 5. Эпицентры землетрясений 1968 г.

разломами северо-западного простирания при юго-западном падении. Шовный горст сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными средне-верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями. Западный грабен сложен верхнемеловыми и эоценовыми отложениями и ограничен с запада Дебаклинским, а с востока—Ахсакальским разломами северо-западного простирания. Зона Дебаклинского разлома падает на северо-восток, т. е. навстречу зоне Ахсакальского разлома. Наши детальные исследования показали, что через середину Западного грабена проходит зона Гярдского сбросо-сдвигового нарушения меридионального простирания с восточным падением. Зона этого разлома делит Западный грабен на две части: Каджаранский грабен (на востоке) и Зангезурское горстовое поднятие (на западе). Если сопоставить предложенную структурную схему Центрального Зангезура со схемой новейшей тектоники этого района [9], то вновь выделенные Шовный горст и Зангезурское горстовое поднятие будут соответствовать Баргушатскому и Капутджихскому локальным сводо-глыбовым поднятиям, а Каджаранский грабен—Мегринскому прогибу.

Следует отметить, что в свою очередь, эти горсты и грабены раскололоты крутопадающими субширотными разломами на блоки, характеризующиеся различной интенсивностью и контрастностью новейших и современных тектонических движений. В этом отношении особый интерес представляет выделение на севере Каджаранского грабена Гехинского блока треугольной формы, испытывающий в настоящее время интенсивное вертикальное опускание. Тектонический блок-треугольник образуется в зоне пересечения трех крупных разломов (меридионального—Гярдского, северо-западного—Ахсакальского и субширотного—

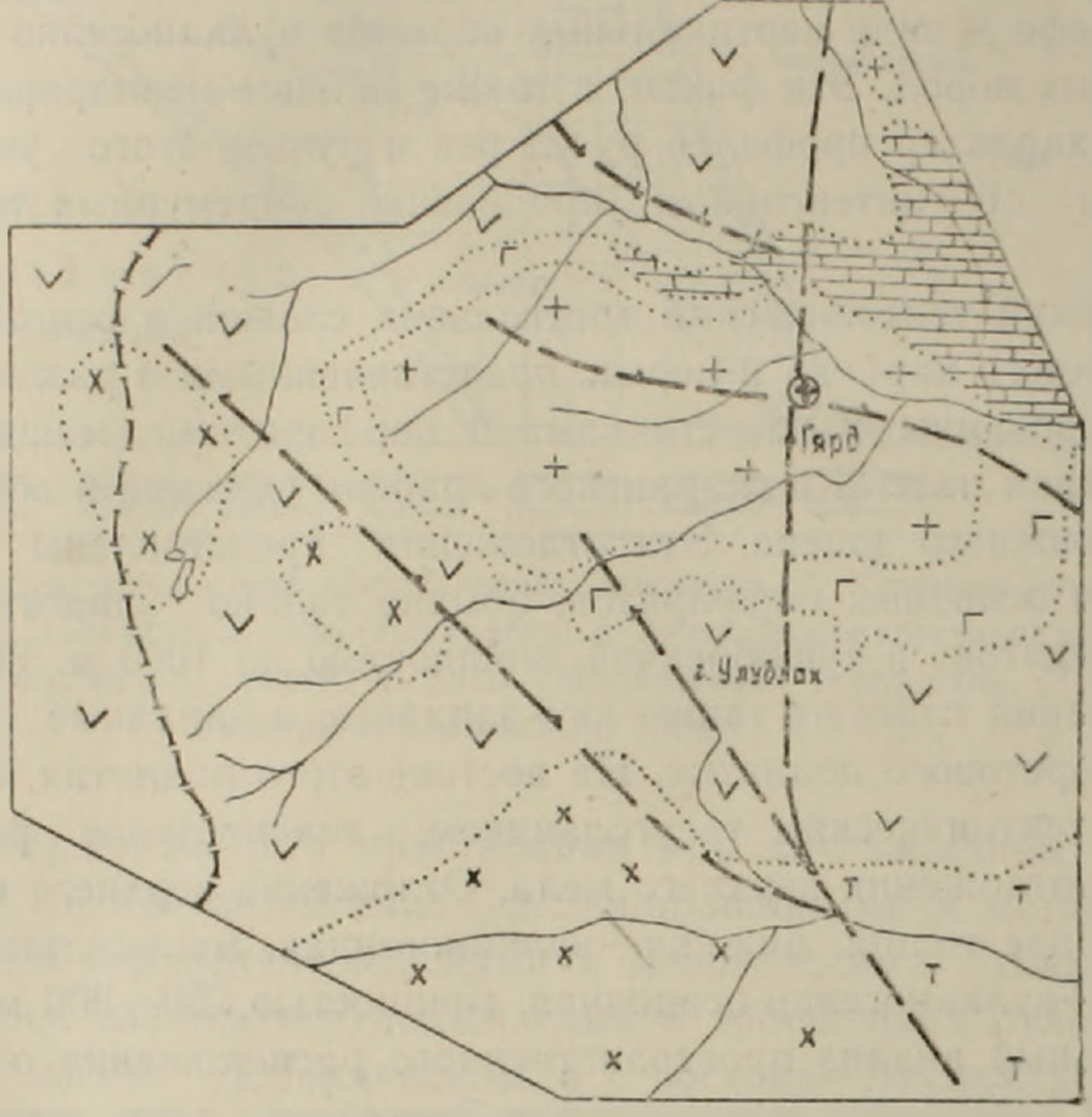
Чайкендского) и является самым сейсмоопасным участком этого района. Гярдское сбросо-сдвиговое тектоническое нарушение является самой молодой и секущей структурой, к которой пространственно и генетически приурочены эпицентры зангезурских землетрясений. Гярдское и Чайкендское нарушения в эпицентральном районе эффектно выражены в рельефе в виде вертикальных обрывов вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. Эти факты, а также сильное меандрирование и ступенчатый характер профилей русел рек и ручьев этого участка свидетельствуют об интенсивном проявлении современных тектонических движений.

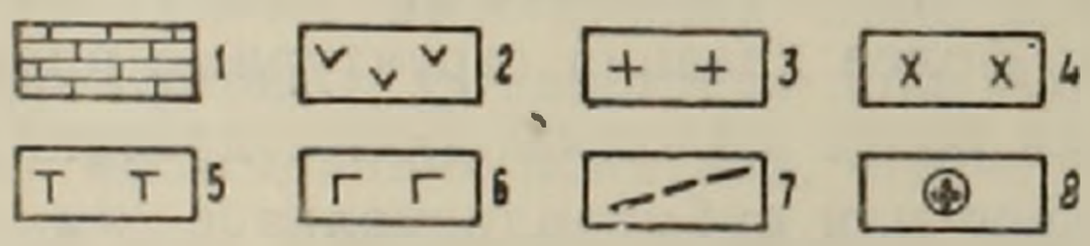
Гехинский тектонический треугольник сложен в основном отложениями верхнего карбона и перми, представленными в различной степени метаморфизованными известняками и порфиритами, мощностью 200—250 м. Южная часть Каджаранского грабена сложена в основном отложениями нижнего эоцена. Эти отложения представлены отдельными разностями основных порфиритов, обычно сильно эпидотизированных, туфов, туффитов и туфобрекчий, мощностью до 1000 м. Нижнеэоценовые отложения слагают также юго-западные и западные части Зангезурского горстового поднятия. На востоке этого поднятия, на границе с Гярдским тектоническим треугольником, значительное распространение имеют отложения верхнего мела. Отложения верхнего мела расчленяются на две толщи: нижняя—вулканогенная, мощностью до 1500 м, и верхняя—вулканогенно-осадочная, мощностью 250—300 м [1, 2, 6, 8].

Детальный анализ пространственного расположения основных тектонических нарушений и интрузивов Зангезура дает нам основание сделать вывод о том, что более древний структурный план расположения этих структур сечется более молодым. Более древний структурный план имеет меридиональное или субмеридиональное (в основном север-северо-западное) простирание, а более молодой—субширотное (в основном запад-северо-западное) простирание. Пересечение более древнего структурного плана более молодым происходит в пределах Центрального Зангезура и в общем плане напоминает структурные «ножницы», причем при движении от рукояток к ножнам наблюдается омоложение как тектонических нарушений, так и интрузивных пород. Внутри субширотной структурной зоны наблюдается интересная закономерность. На фоне общего запад-северо-западного простирания зоны тектонические нарушения и интрузивы, имея широтное простирание, ориентированы под углом к общему простиранию субширотной структурной зоны, причем каждая более южная зона разломов или группа интрузивов выдается к востоку за предыдущую, располагаясь кулисообразно.

Анализ фаций и мощностей палеозойских и мезо-кайнозойских отложений эпицентрального района показывает, что а) эпицентральный район испытал двукратное изменение общей направленности тектонического режима (повторная инверсия) в конце палеозоя и в верхнем эоцене; б) за верхний эоцен-четвертичное время район испытывает ин-

тенсивное сводовое поднятие свыше 4000 м (с учетом новейших тектонических движений—свыше 2000 м); в) район характеризуется максимальными мощностями и градиентами мощностей мезо-кайнозойских (коньяк-среднеэоценовых) отложений.





Фис. 2. Схематическая геологическая карта эпицентрального района Зангезурских землетрясений 1968 года. 1. Известняки верхнего карбона-перми. 2. Вулканогенно-осадочные отложения нижнего эоцена. 3. Плагиограниты. 4. Порфировидные гранодиориты. 5. Монцониты. 6. Габбродиориты. 7. Тектонические нарушения. 8. Эпицентры Зангезурских землетрясений 1968 г.

Эпицентры зангезурских землетрясений 1968 года расположены в юго-западном углу Гехинского тектонического треугольника, в зоне Гярдского сбросо-сдвигового тектонического нарушения. На этом участке обнажаются исключительно интрузивные породы Гехи-Гярдского массива, представленные переходными разностями ряда кварцевый диорит—плагиогранит.

Эпицентр землетрясения 9 июня имеет трапецевидный контур (фиг. 3). Основания трапеции ориентированы на северо-восток. Контур эпицентра выражен крупными вертикальными трещинами с величиной вертикального смещения до 1,8 м, а горизонтального—от 0.1 до 0,35 м. Трещины в основном параллельны короткому основанию и имеют северо-восточное простирание. Во всех случаях поверхности разрывов

остаются вертикальными. Наблюдаются трещины со смещением (вертикальным) и без смещения. Сдвиговые смещения полностью отсутствуют. Очень редко встречаются северо-западные и широтные трещины с очень малыми амплитудами вертикальных смещений. Все отмеченные трещины внутри контура 9 июня группируются в одну группу, что соответствует имевшему место одной серии толчков

Фиг. 3. План эпицентров Зангезурских землетрясений 1968 года. 1. Контур эпицентра 9 июня. 2. Контур эпицентра 1 сентября. 3. Трещины без вертикального смещения. 4. Трещины с вертикальным смещением. Штриховка на стороне опущенного крыла. Величина вертикального смещения в метрах. 5. Участок предполагаемого «взрыва». 6. Обвалы.

Эпицентр землетрясения 1 сентября располагается внутри контура эпицентра 9 июня и выражен двумя «кольцеобразными» (в первом приближении) контурами. Трещины, возникшие при землетрясении 1 сентября секут более ранние трещины, возникшие при землетрясении 9 июня. Эти два контура, на наш взгляд, соответствуют двум основным толчкам землетрясения 1 сентября. Трещины, оконтуривающие эти границы, имеют вертикальные падения с амплитудой вертикального смещения до 1,2 м относительно опущенной площадки эпицентра 9 июня. Горизонтальная амплитуда в основном составляет 0,05—0,1 м, иногда 0,15—0,20 м, редко 0,40—0,50 м. Сдвиговые смещения полностью отсутствуют. Внутри контуров трещины сосредоточены в северо-западном секторе, имея дугообразный план расположения (повторяя план контура) от юго-западного до широтного и юго-восточного. Таким образом, в результате землетрясений произошло ступенчатое опускание участка эпицентров (фиг. 4) в виде клина (грабена). Во всех вышеопи-

Фиг. 4. Ступенчатое опускание участка эпицентров землетрясений 1968 г.

санных случаях трещины, возникающие при землетрясениях, имеют сложное строение и волнистые очертания (фиг. 5). Прослеживая трещину сброса по направлению ее выклинивания, можно заметить, что величина относительного смещения крыльев сброса постепенно уменьшается и, наконец, вместе с трещиной, вовсе сходит на нет. Это посте-

Фиг. 5. Образование сложных трещин посредством разрушения перемычек между кулисообразно расположенными более мелкими трещинами.

пенное уменьшение амплитуды сброса указывает на постепенное же рассеивание разрыва в мелких скольжениях, характеризующих пластическую деформацию. Этот переход разрыва в пластическую дефор-

мацию происходит как в пространстве, так и во времени. Следовательно, конец трещины, где амплитуда смещения минимальна, является наиболее молодой частью сброса, в которой процесс концентрации скольжения еще только начался [4].

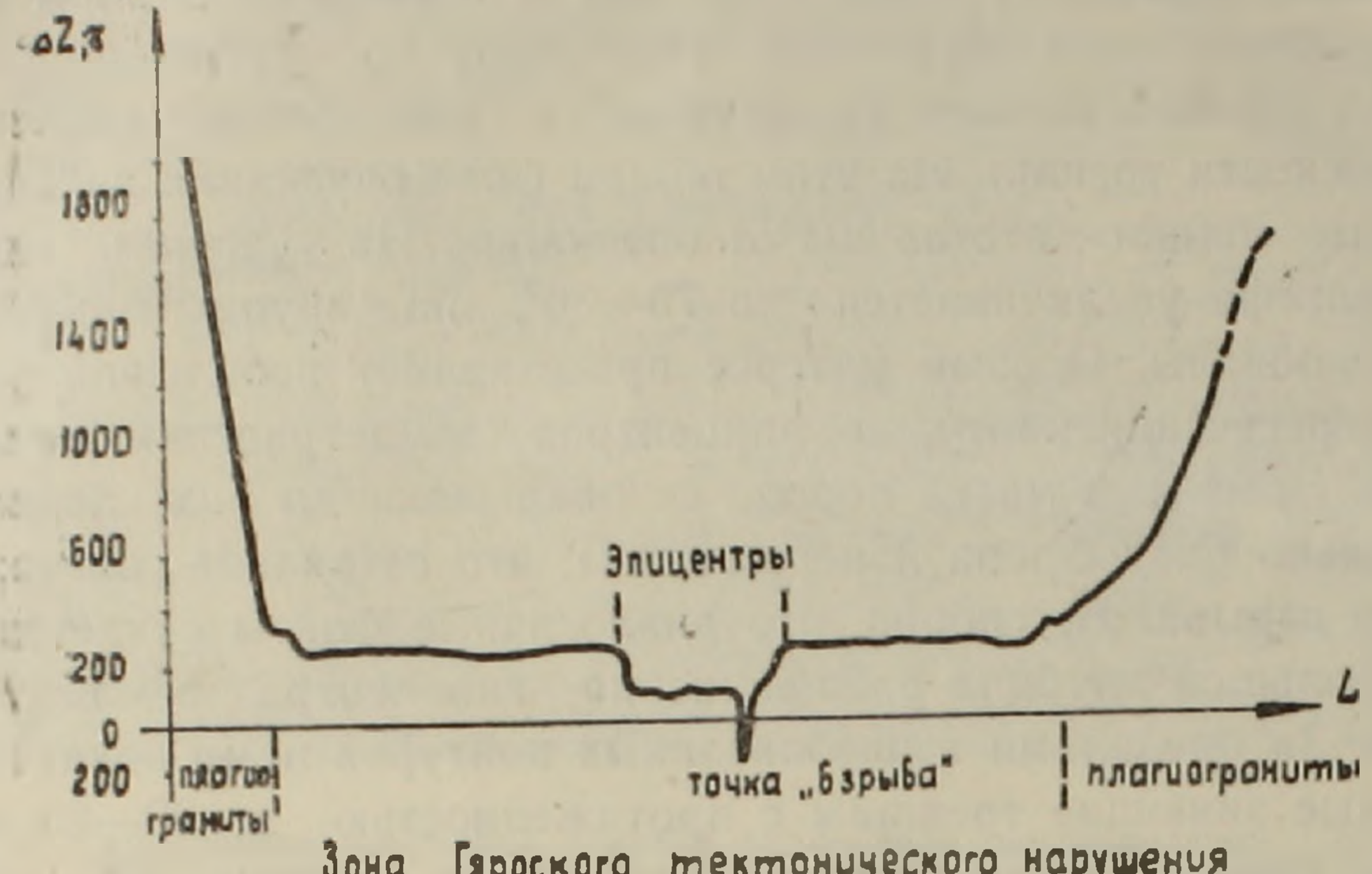
Все вышеизложенное свидетельствует о преимущественном преобладании вертикального опускания (смещения) по крутым плоскостям трещин над горизонтальным смещением, в направлении перпендикулярном плоскости трещин. На этом общем фоне опускания наблюдаются отдельные «блоки», отставшие от опускания. На участках, где угол падения рельефа увеличивается до 70—80°, по крупным трещинам происходят обвалы. Особый интерес представляет небольшой участок на месте пересечения контуров эпицентров землетрясений 9 июня и 1 сентября. Здесь вся масса пород с покрывающим их дерном настолько сильно разрыхлена и перемешана, что оставляет впечатление настоящего взрыва. Бесспорно, что аналогичные факты свидетельствуют о небольшой глубине расположения гипоцентра землетрясения 1 сентября. За пределами вышеописанных контуров нами закартированы отдельные зияющие трещины с протяженностью до 20—25 м. Общий разнос трещин от эпицентров составляет в среднем 500—1000 м. Но во всех случаях эти трещины располагаются внутри контура Гехинского тектонического треугольника и приурочены к Гярдскому тектоническому нарушению. На прилежащих к Гехинскому тектоническому треугольнику участках наблюдаются обвалы и камнепады.

С целью геофизической оценки вновь выявленных тектонических нарушений (Гярдского и Чайкендокого) и эпицентрального района зангезурских землетрясений нами, совместно с инженером-геофизиком А. Халатяном, были проведены магнитометрические исследования.

Проведенные исследования показали, что слагающие эпицентральный район интрузивные породы (плагиограниты) характеризуются величинами ΔZ до плюс 2000 и более гамм, в то время как зоны Гярдского и Чайкендского нарушений—плюс 250—350 гамм. Эпицентры Зангезурских землетрясений, расположенные в зоне Гярдского нарушения, характеризуются величинами ΔZ до плюс 150—250 гамм. На участке предполагаемого «взрыва» ΔZ составляет минус 169 гамм! Явление размагничивания в зонах тектонических нарушений и обратного намагничивания при взрывах общеизвестно и не требует особого рассмотрения (фиг. 6).

Таким образом, в структурном отношении эпицентральный район зангезурских землетрясений располагается в зоне сочленения Сомхето-Кафанской и Армянской складчатых зон. Зона сочленения является проявлением зоны глубинного разлома и характеризуется повышенной сейсмической активностью. Такая зона в сейсмологии известна как зона сейсмического шва [5]. Однако, сейсмической активностью зона сочленения на всем своем протяжении характеризуется не в равной степени. Выше мы отметили, что на фоне общего интенсивного сводового поднятия эпицентрального района происходит не менее интенсивный

процесс опускания в пределах Гехинского блок-треугольника. С другой стороны, эпицентры зангезурских землетрясений, ограниченные сбросовыми трещинами, отделяются от соседних участков и оседают в виде ступенчатого грабена (клина). Отсутствие всяких сдвиговых сме-



Зона Гярдского тектонического нарушения

Фиг. 6. График величины ΔZ эпицентрального участка.

щений и значительный размер горизонтального смещения, перпендикулярно плоскости трещин, свидетельствует об оседании этих участков в процессе растяжения этого района. Следовательно, в пределах интенсивно опускающегося блок-треугольника в процессе землетрясений, в условиях растяжения, возникли сбросовые трещины, по которым и произошло ступенчатое опускание участка эпицентров.

Возникновение разрывов растяжения при формировании куполовидных поднятий под влиянием поперечного изгиба слоев силой, направленной вертикально вверх, экспериментально и теоретически рассмотрен в работах В. В. Белоусова и его сотрудников [4]. Трещины растяжения, возникшие в земной коре в условиях выгибания вверх, при дальнейшем развитии растяжения переходят в разрывные смещения сбросового типа. Обычно сбросы встречаются в тех или иных сочетаниях, образуя структурные формы грабена и горста или ступеней (ступенчатые сбросы). При этом основной структурной формой является грабен, крылья которого часто осложнены ступенчатыми сбросами. Горсты являются формами второго порядка, возникающие в результате отставания некоторых участков от опускания, являющегося основным процессом. При оседании грабена происходит заклинивание осевшего блока по типу плотничьего «замка».

Если сопоставить вышеизложенный фактический материал с результатами экспериментальных и теоретических исследований, то можно сделать вывод, что резко контрастные дифференцированные вертикальные движения, обуславливающие геотектонические особенности

современной структуры эпицентрального района, по-видимому, предопределяют повышенную сейсмическую активность этого участка.

Обобщая все вышеизложенное, мы приходим к выводу, что процесс формирования грабена на своде поднятия, вследствие возникновения встречных сбросов в условиях растяжения, является возможным механизмом возникновения зангезурских землетрясений. Непосредственной причиной возникновения землетрясений 1968 года является процесс образования (обновления) одного из таких встречных сбросов—зоны Гярдского (возможно и Чайкендского) сбросо-сдвигового сейсмогенетического разрыва.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 9.VI.1969.

Պ. Գ. ԱԼՈՅԱՆ

ՋԱՆԳԵԶՈՒՐԻ 1968 Թ. ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ԴԵՈՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ԵՎ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ստրուկտուրային տեսակետից Զանգեզուրի երկրաշարժերի էպիկենտրոնական շրջանը տարածականորեն և ծագմամբ հարում է Սոմխեթա-Ղափանյան և Հայկական ծալքավոր գոտիների հարակցման զոնային։ էպիկենտրոնական շրջանը, որտեղ հին դեֆորմացիոն ստրուկտուրաները հատվում են նորերով, բնութագրվում է գեոտեկտոնական ռեժիմի ընդհանուր ուղղության կրկնակի փոփոխմամբ, կոնյակ-միջին էոցենյան նստվածքների մաքսիմալ հզորություններով և վերին էոցեն-չորրորդական ժամանակաշրջանում ինտենսիվ գմբեթաձև բարձրացմամբ (ավելի քան 4000 մ)։

Այդ ընդհանուր բարձրացման ֆոնի վրա ժամանակակից երկրաբանական պարաշրջանում գմբեթի գագաթնային մասում ձգման ուժերի ազդեցության ներքո առաջանում են տեկտոնական հանդիպակաց վարնետքային խզումներ, որոնք պայմանավորում են Գեխիի տեկտոնական բլոկի սեպաձև իջեցումը։

Զանգեզուրի երկրաշարժերը անմիջականորեն կապված են այդ խզումներից մեկի՝ Գյարդի վարնետք-կուլաշարժային միջօրեական ուղղություն ունեցող տեկտոնական խզման նորոգման հետ։ Այս խզման զոնայում են տեղադրված հունիսի 9-ի և սեպտեմբերի 1-ի երկրաշարժերի էպիկենտրոնները։

Զանգեզուրի երկրաշարժերի էպիկենտրոնների եզրագծերն արտահայտված են խոշոր ուղղաձիգ ճեղքերով, որոնց ուղղաձիգ ամպլիտուդան կազմում է 1,8 մ, իսկ հորիզոնականը՝ 0,5 մ։ Այդ եզրագծերի ներսում առկա են ճեղքեր, որոնցով տեղի է ունեցել ուղղաձիգ տեղաշարժ և ճեղքեր, որոնք այդպիսի շարժման հետքեր չեն կրել։ Կողաշարժային տեղաշարժերը լրիվ բացակայում են։ Բոլոր դեպքերում երկրաշարժերի հետևանքով առաջացած ճեղքերն ունեն բարդ կառուցվածք և կորագծային ուրվագիծ։ Երկրաշարժերի հետևանքով էպիկենտրոնների տեղամասն աստիճանաբար ենթարկվել է սեպաձև իջեցման։

Հետևապես, ինտենսիվ իջեցում ապրող Գեխիի տեկտոնական եռանկյան ներսում երկրաշարժերի հետևանքով առաջացել են վարնեոքային ճեղքեր, որոնցով և տեղի է ունեցել էպիկենտրոնների տեղամասի աստիճանական սևպաձև իջեցումը։

Այսպիսով, մենք գալիս ենք այն եզրակացության, որ դմբեթաձև բարձրացման գագաթնային մասում հանդիպակաց վարնեոքային խզումների առաջացման հետևանքով տեղի ունեցող սեպաձև գրաբենային իջվածքի առաջացման պրոցեսը պայմանավորել է Զանգեզուրի 1968 թ. երկրաշարժերի առաջացումը։

ЛИТЕРАТУРА

1. **Азизбеков Ш. А.** Геология Нахичеванской АССР. Изд. «Госгеолтехиздат», 1961.
2. **Акопян В. Т.** Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
3. **Белов А. А.** Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. БМОИП, отд. геологии, т. 44 (1), 1969.
4. **Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. «Госгеолтехиздат», М. 1962.
5. **Гамбурцев Г. А.** Избранные, труды по сейсмологии. Изд. АН СССР, М., 1960.
6. **Гуюмджян О. П.** Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. 37, № 5, 1963.
7. **Додин А. Л.** Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Труды ВСЕГЕИ, вып. 2, 1941.
8. **Мкртчян С. С.** Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
9. **Милановский Е. Е.** Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. Геология Армянской ССР, т. I. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
10. **Рустамов М. И.** Новые данные о тектоническом строении южного Зангезура. Геотектоника, № 2, 1968.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 65—71, 1970

М. О. ДАВОЯН

ЗАХОДИТ ЛИ АРАГАЦ ЗА УРОВЕНЬ СНЕГОВОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЛИНИИ?

Наблюдения показывают, что на Арагаце типичные оледенения слабо выражены. Исключение составляют небольшие снежно-фирновые пятна и реликтовые глетчеры. По нашим наблюдениям и вычислениям снеговая линия на Арагаце лежит на высоте выше 4200 м. Эти предположения подкрепляются данными Г. К. Габриеляна [9] и других исследователей, а также при сравнении с Малым и Большим Араратом. По Г. К. Габриеляну, высоты климатических вечных линий Армении колеблются в пределах 500 м. (3800—4300 м): в более влажной северной Армении высоту снеговой линии нужно принять 4000 м, а в южных—сухих районах 4200—4400 м. В пределах Армении никакая вершина не доходит выше указанной высоты и отмеченная высота имеет теоретическое значение. Точка зрения Г. К. Габриеляна в области Арагаца подтверждается нашими наблюдениями. Хотя вершина Арагаца не заходит выше климатической снеговой линии, однако там можно набрать как свежие, так и многолетние фирны и реликтовые глетчеры. Современное оледенение на Арагаце имеет реликтовый характер и в основном обусловлено морфологическими, орографическими, топогипсометрическими и другими особенностями.

1. К морфологическим особенностям следует отнести форму и глубину расчлененности Арагаца, о чем отмечают Н. В. Думитрашко [11] и С. П. Бальян [4, 5, 6]. Обширное (до 3000 кв. км) Арагацское нагорье напоминает по форме плосковыпуклый щит, с четырьмя вершинами в середине. Последние располагаются попарно к северо-востоку и юго-западу от кратера головного цирка. Вершина Арагаца представляет собой разрушенную взрывом кальдеру, превращенную в ледниковый цирк. Арагац характеризуется резко и глубоко расчлененным альпийским высокогорным нивально-ледниковым рельефом. В ледниковом периоде на вершине Арагаца происходило максимальное накопление снега и льда, благодаря присутствию обширной впадины кальдеры-взрыва (2×1,6 км). Последняя, имея удобные морфологические условия, в четвертичном периоде превратилась в глубокий ледниковый цирк и даже в современных условиях способствует накоплению снега и фирна. Дно главного цирка имеет высоту 3500—3600 м. Глубина цирка—кратера, считая от самых высоких точек гребня, составляет 460 м, а от наиболее низких—150—200 м.

Морфологической особенностью Арагаца является его экзарационные формы рельефа, выраженные многочисленными цирками, карами, кароидами, каровыми озерками, ригелями, троговыми долинами, а также следами ледниковой аккумуляции. А. В. Пастухов [20] отмечает

здесь 43 озерка. В вершинной части Арагаца насчитывается 8—9 цирков на высоте 2700—2800 м, длиной 3 км и шириной 2 км, отделенных друг от друга узкими кряжами и седловинами. Указанные цирки вниз по склонам массива переходят в глубокие троговые долины—Манташ, Гехадзор, Дузкенд на северном склоне, Гехарот на восточном, Члкан, Воскетас на западном, Архашен, Амберд на южном склоне.

Как уже отмечено, на формирование современного глубоко расчлененного рельефа вершинного пояса Арагаца очень большое влияние оказало двухкратное древнее оледенение.

В период среднечетвертичного горно-покровного оледенения Арагаца, привершинная часть плато почти целиком (700 кв. км) была занята ледниками [18, 19], которые осуществляли огромную экзарационную деятельность, выпахивая и вынося на более низко расположенную часть плато огромные массы моренного материала. Ледники переваливали из долины Манташ в долины рр. Гехарот и Амберт. Ледник долины р. Манташ выходил за ее пределы и распространялся на привершинное плато. Из ледяного панциря выступили шпили вершин и высокие острые гребни. После первого (рисского) оледенения происходило усиленное эрозионное врезание рр. Манташ, Гехадзор, Гехарот и образование глубокого каньона.

Площадь верхнечетвертичного (вюрмского) оледенения, по данным Б. Л. Личкова, равнялась 186 кв. км. Ледники развивались в существующих задолго до оледенения речных долинах, выпахивая и расширяя их. В результате этого в верховьях рек образовались кары, в средних течениях широкие корытообразные троговые долины.

В вершинном поясе Арагаца оледенение фиксируется двумя комплексами каровых ступеней. Наиболее высокие ступени цирков на северных склонах вершин не сохраняют непосредственной морфологической связи с расположенными ниже лестницами более молодых каров, водосборных бассейнов рр. Манташ, Гехадзор и др.

Аналогичная картина по С. П. Бальяну наблюдается также на других участках северных склонов Арагаца, где наряду с молодыми, хорошо сохранившимися карами имеется несколько гипсометрически выше расположенных эродированных и морфологически хуже выраженных каров. Молодые, свежие экзарационные формы альпийского пояса вершин, связанные с последним оледенением, приурочены большей частью, к водосборным воронкам верховьев рр. Манташ, Гехадзор, где расположены большие ледниковые цирки и лестницы каров. Цирки, карры, карбиды, ложбины, блюдца, все эти древние экзарационные формы рельефа сейчас являются удобным местом накопления и сохранения реликтового льда, снега и фирна. Правильно отметили С. П. Бальян и Н. В. Думитрашко [6], что современные фирны и снежники находятся большей частью в районах древнего оледенения.

В настоящее время в вершинной части Арагаца, помимо снежных пятен, имеется 3 небольших ледничка, состоящих из фирна и, частично, из глетчерного льда. К ним относятся: ледник, спускающийся с северо-

восточной вершины и питающий р. Гехарот (мощность этого ледника у его конца на высоте 3550 м составляет 6 м), ледник северной вершины, заканчивающийся на высоте 3600 м и направляющийся на восток—юго-восток, ледник питающий р. Гехадзор, оканчивающийся на отметке 3400 м. Кроме того, имеется еще ряд висячих ледников и фирновых пятен в водосборных вершинах долин рек. Висячий кар в долине р. Дузкенд имеет высоту 3150 м. Все ледники и снежные пятна лежат в углублениях рельефа под скалистыми гребнями. Кары и воронки имеют огромное значение в общем распределении твердых осадков на склонах. Возникновение постоянных фирн-снежников на столь неблагоприятных для этого уровня (2900—3000 м) может быть обусловлено лишь скоплением зимнего снега, в расчлененных участках рельефа, причиной чего могут быть ветры. Этот способ снегонакопления тем более вероятен, что Арагац в целом является областью сильных зимных ветров. Ветер переваливает снег и откладывает его в «ветровой тени» на подветренных склонах. На Арагаце максимальная мощность снежного покрова достигает в углублениях рельефа, где снег сносится с выступов поверхности, а также перед сравнительно крупными орографическими препятствиями, где он накапливается вследствие уменьшения скорости ветра. В эпоху последнего оледенения в области водосборной воронки, в верховьях р. Манташ, образовалась лестница из четырех крупных каров, которые возвышаются друг над другом в среднем на 60—80 м и располагаются на высотах 3150—2820 м. Долина р. Гехадзор также представляет собой глубокий (200—300 м) трог, который в верховьях заканчивается лестницей каров, на высоте 3300—2950 м. Сейчас наиболее высокий кар занят самым большим ледником Арагаца, площадь последнего примерно 2,6 кв. км. Не исключена возможность, что в каре Гехадзор имеется глетчер мощностью до 20—30 м. Глубина кара Гехадзора от дна до самой наивысшей точки Арагаца достигает 1000 м. Нижний кар долины расположен на р. Гехадзор на отметке 2950 м и имеет широкое днище. Концевая часть ледникового языка Гехадзор в самое сухое время лета имеет толщину более 6 м.

Характерной чертой рельефа вершинного пояса является бурное развитие нивально-морозных процессов, благодаря чему на относительно пологих участках склонов вершин образуются чингилы. Сейчас наиболее мощный лед приурочен к районам чингильных накоплений, что вероятно было и в прошлом. Главные массы ископаемого льда представляют собой остатки глетчерных массивов—наследие ледникового периода. Чингилы способствуют, с одной стороны быстрому таянию лежащих на них снегов, но с другой стороны в нижних своих частях они сохраняют ледяные поля, которые не будучи подвержены сильному нагреву солнца снабжают до поздней осени водой целый ряд речек, озер и родников. Арагацкие чингилы являются естественными оградителями от проникновения наружного теплого воздуха и прямых лучей солнца. Например, П. Г. Евангелидису [1] удалось под осыпями обнаружить лед. Под чингилами, находящимися у оз. Лессинг, он нашел особенно

большое количество медленно тающих льдов, хотя температура наружного воздуха в это время колебалась между +18—20°. О реликтовом характере ледников Арагаца отметили А. В. Пастухов, Б. Л. Личков, С. П. Бальян, А. Л. Рейнгард, Н. О. Бурчак-Абрамович, Ф. А. Геворкян и др. Предположения С. П. Бальяна и других исследователей подкрепляются гляциологическими наблюдениями автора 1963—69 гг.

2. Крутизна склона заметно влияет на высоту снеговой линии. Арагац представляет собой громадный асимметричный, с крутыми южными и пологими северными склонами щитовидный массив.

Южные склоны Арагаца в отличие от северных—крутые. Крутизна южных склонов колеблется от 8 до 25°, а на северных от 5 до 12°. Поэтому в общем морфологическом профиле Арагац представляет собой, как бы, опрокинутый к югу асимметричный щит, отображающий глубокое погружение фундамента в его южной половине. По С. П. Бальяну, субстрат, на котором залегает эффузивный комплекс Арагаца, разделен на два обособленных структурных комплекса: северо-восточную и юго-западную половины. Относительное превышение северной половины вершинной зоны Арагаца над подножьем (Апаран, Ахула) составляет не более 2000 м, а на юго-западной половине, к Араратской котловине—более 2000 м. Как уже отмечено, высшей является северная вершина, достигающая 4095 м абсолютной высоты. Низшая отметка Арагаца, у края Араратской равнины, равна около 1000 м. Таким образом, с северной стороны относительное превышение его составляет более 3 км. Если смотреть на Арагац с северо-западной, западной стороны, то он производит впечатление выпуклого щита, вершины которого местами, например из с. Ором, не видны. Хорошо видна она если рассматривать эту гору с Ленинаканской равнины. Мы видим отсюда широкий и полого-выпуклый купол с более крутыми краями. А если смотреть с Апаранской равнины, Арагац не производит впечатления высокой горы, т. к. имеет форму полого выпуклого щита. С юга и с юго-востока, наоборот. Арагац отличается крутым падением склонов, платовидным характером привершинной части с насаженным на ней зубчатым венцом вершин. Склоны вершины круто спускаются к области довольно широкого, плоского структурного уступа, выработанного экзарацией среднечетвертичного горно-покровного оледенения, привершинного плато со средними абсолютными отметками 2800—3000 м [6]. Известные нам вулканы (Арарат, Сипан, Фудзияма, Ключевская сопка) обычно имеют форму, приближающуюся к конусу. Здесь мы видим иную картину. Арарат при неоднократных излияниях андезито-дацитовой магмы образовал крутой колоссальный бескратерный конус, а Арагац имеет совсем отличную морфологию и величину. Массив горы Арагац считается щитовидным полигенным вулканом центрального типа.

Если бы Арагац был по форме отчетливо выраженной конической горой, как М. Арарат (3916 м), то на ней снег совсем не сохранялся бы. Наличию фирн-снежника и глетчера на Арагаце способствовало его щитовидность, широкосклонность, массивность, скульптурность, поло-

гие склоны и сильная расчлененность, и они же явились причиной того, что в вюрмское время оледенение Арагаца было больше, чем на Б. Арарате. По расчетам Б. Л. Личкова в древности ледяные поля на Арагаце охватывали 186 кв. км площади, тогда как ледяные поля Арарата занимали лишь 68 кв. км. Эти предположения Б. Л. Личкова убедительны, так как следы древнего—вюрмского оледенения на Арарате развиты слабо. Небольшие размеры вюрмского и современного оледенения (20 кв. км) на Арарате связаны с морфологией его довольно крутых склонов и малой расчлененностью.

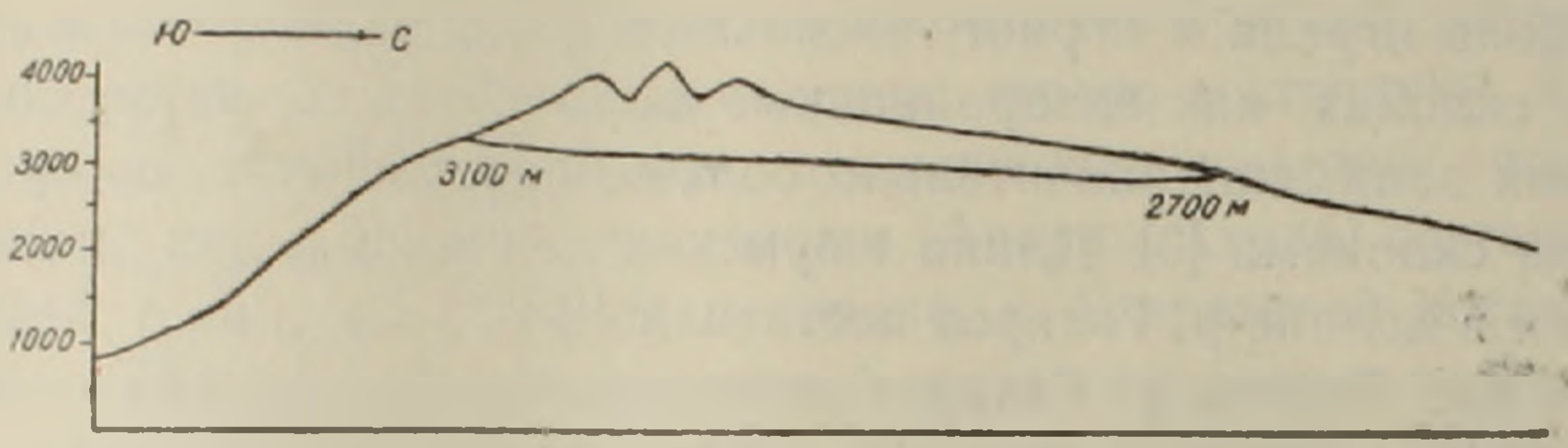
Северная половина Арагаца имеет пологие склоны и в период оледенения формировала более мощный покров ледника. Они расположены на уровне или близ уровня снеговой линии. Южная половина, обращенная к аридной области Араратской равнины, имеет крутые склоны, следовательно и небольшую площадь для скопления вечного снега.

3. В развитии древнего и современного оледенения Арагаца важнейшую роль играла и играет экспозиция склонов. В связи с этим на северных склонах. как экзарационные формы, так и аккумуляционные накопления занимают значительно больше пространства, по сравнению с южными склонами [3]. Длина вюрмских ледников вместе с фирновыми полями в долине р. Гехарот достигала 12—13 км, а по р. Гехадзор—до 13—15 км. Ледник р. Гехарот заканчивался на абсолютной высоте около 2030 м, ледник Гехадзор достигал отметки 2100 м, а ледник р. Манташ имел 13—15 км длины, спускаясь до отметки 2300 м абсолютной высоты.

Все ледниковые формы рельефа на северных склонах обладают значительно большими размерами, чем на южных склонах, в то время, как на северных склонах Арагаца длина долинных ледников превышала 13—15 км и ледники развивались вплоть до предгорных равнин. На южной части массива крупные долинные ледники отсутствовали. Наиболее значительными на южном склоне были ледники, занимающие долины рр. Архашен и Амберт. Однако, на абсолютной высоте около 2800 м долина р. Архашен фактически теряет характер трога, длина которого не превышает 8 км. Помимо экзарационных форм отмечается также резкая разница в развитии ледниковых аккумулятивных форм. Так, на северных склонах массива г. Арагац, морены достигают почти с. Гехадзор (Гезалдара), т. е. до отметки 2200 м, а на южном склоне морены не спускаются ниже отмеченной отметки. Следовательно, северные более пологие и затененные склоны Арагаца благоприятнее для распространения ледников, фирн-снежников, чем южные, крутые солнечные склоны.

Низкое положение фирн-снежников северных склонов объясняется сочетанием ряда благоприятных причин, в том числе северной экспозицией, при наличии пологих склонов и древних каров. Большая часть снежников располагается в углублениях рельефа на северных склонах, что обусловлено как ветровой аккумуляцией в зимний период, так и меньшей величиной прямой солнечной радиации, в период снеготаяния.

Положение древней снеговой линии по исчислению абсолютной высоты днищ каровых впадин на северном склоне достигает 2700—2900 м, а на южном—располагается гораздо выше—3000—3200 м, что явно является результатом влияния экспозиции. Соответственно, можно сказать, что в более влажной, затененной северной экспозиции Арагаца высоту современной снеговой линии нужно принять 4000—4100 м, а в южных, сухих склонах—4200—4300 м. Следовательно, Арагац не заходит за линию вечных снегов: выше этой линии заходит только Арарат и частично Сипан (4431 м). В действительности шапковый снежный покров на вершине Арагаца по А. Б. Багдасаряну [2] держится 298 дней (аккумуляционный период). В это время максимальные высоты снега отмечаются на северных склонах и, по Шагинян, составляют 180—200 см. На вершине Арагаца 67 дней в году не выпадает осадков в виде снега и



Фиг. 1. Схематический разрез г. Арагац с севера на юг. Положение древней снеговой линии на основании днищ каровых впадин.

почти 3 месяца (июль—сентябрь) температура колеблется до +9 (абуляционный период). Современное оледенение Арагаца, по сравнению с Б. Араратом, развито незначительно, что объясняется ее низким гипсометрическим положением.

Все четыре вершины Арагаца имеют высоту, какую имеет Малый Арарат. На Малом Арарате (3916 м) и Арагаце шапковый снег держится до июля месяца, а Б. Арарат покрыт вечным снегом более чем на 1000 м по высоте. Большой и Малый Арарат представляют один компактный массив с одними и теми же климатическими условиями и имеющими одинаковую крутизну склонов, а современное оледенение покрывает вершину только одного из двух конусов. Это явление объясняется лишь высотой Б. Арарата.

Ленинаканский государственный
педагогический институт

Поступила 26.II.1969.

Մ Հ. ԴԱՎՈՅԱՆ

ԱՐԱԳԱԾԸ ՀԱՍՆՈՒՄ Է ԱՐԴՅՈՔ ԿԼԻՄԱՅԱԿԱՆ ԶՅԱՆ ԳՏԻ ՍԱՀՄԱՆԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Ժամանակակից սառցապատումն Արագածում աննշան է և այն հանդես է գալիս տեղ-տեղ չորրորդական սառցապատման կրկեսներում, կարերում ձյունագծերի և ֆիրնների ձևով, հյուսիսային լանջերում։ Այժմյան ձյունաբծե-

րի առկայությունը կախված է Արագածի գեոմորֆոլոգիական, օրոգրաֆիական, հիպսոմետրիական առանձնահատկություններից, այն է, խիստ մասնատվածությունը, լանջերի թեքության աստիճանը, էքսպոզիցիան ու արևկողությունը։ Ամենայն հավանականությամբ Արագածը չի հասնում հավերժական ձյան սահմանին, որն անցնում է 4100—4200 մ բարձրության վրա։ Տարվա ընթացքում միայն 8 ամիս է Արագածի գագաթը ծածկվում համատարած ձյան գլխարկով, իսկ ամռան ամիսներին նա մերկ է, առանց ձյան ծածկոցի. Պահպանվող կղզիաձև ձյունաբծերը կլիմայական ձյան սահմանագծից ներքև են և հաշվումների ժամանակ պետք է նկատի ունենալ կլիմայական և օրոգրաֆիկական սահմանների տարբերությունը։

ЛИТЕРАТУРА

1. «Алагёз», т. 1, 2. Академия наук СССР.
2. **Багдасарян А. Б.** Климат Армянскэй ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
3. **Бальян С. П.** Массив Арагац. Геология Армянской ССР. т. I. Геоморфология Изд. АН Арм. ССР, 1962.
4. **Бальян С. П.** Новые данные о древнем оледенении Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 3, 1963.
5. **Бальян С. П.** Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. ЕрГУ, 1969.
6. **Бальян С. П., Думитрашко Н. В.** Древнее оледенение Армянской ССР. Геология Армянской ССР, т. I, Изд. АН АрмССР, 1962.
7. **Бурчак-Абрамович Н. О.** О современных ледниках г. Арагац. Природа, № 1, 1948.
8. **Вагнер М.** Путешествие по Армении (на армянском яз.). Изд. Мхитарянца, Вена, 1851.
9. **Габриелян Г. К.** Процессы выветривания вулканического нагорья Армянской ССР (на арм. языке). Изд. ЕрГУ, 1962.
10. **Геворкян Ф. А.** Новые данные о ледниках Арагаца. Известия АН Арм. ССР, сер. геолого-географ. наук, т. XV, № 6, 1962.
11. **Думитрашко Н. В.** Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце. Тр. ИГН, АН СССР, вып. 47, 1950.
12. **Иваньков П. А.** Современное оледенение Малого Кавказа и Армянского нагорья. Известия АН Арм. ССР, сер. геолого-географ. наук, XII, № 2, 1959.
13. **Клопотовский Б. А.** Каменные кольца на горе Арагац в Армении. ДАН Арм. ССР, т. IX, № 1, 1948.
14. **Линч Ф.** Армения. Т. 1, 2, Тифлис, 1910.
15. **Лисицян С.** Физическая география Армянской ССР (на арм. яз.). Госиздат, Ереван, 1940.
16. **Магакян А. К.** Растительность Армянской ССР. Изд. АН СССР. М.—Л., 1941.
17. **Пастухов А. В.** Восхождение на Алагёз. Известия Кав. отд. Рус. географ. общ. том XI, вып. 2, 1897.
18. **Паффенгольц К. Н.** Алагёз и его происхождение. Природа, № 6, 1939.
19. **Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.** Арагац. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
20. **Рейнгард А. Л.** Следы древних ледников на Алагёзе. Природа, № 3, 1939.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 72—75, 1970

Л. В. ОГАНЕСЯН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕДИ И СВИНЦА В ПОРОДАХ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Определение местного геохимического фона рудных элементов является обязательным при геохимических поисках. Только при объективной оценке геохимического фона и параметров распределения элемента в горных породах возможно правильное выделение и оценка аномалий, что в конечном итоге определяет успех геохимических поисков.

Одним из способов определения параметров распределения элементов в горных породах является построение и анализ дифференциальной вариационной кривой распределения частот [3, 7]. Необходимым условием для построения подобных кривых является равенство интервалов группирования (в арифметическом масштабе при нормальном и в геометрическом—при логнормальном распределении), и наличие хотя бы 100—200 анализов, характеризующих данный литолого-петрографический комплекс пород в удалении от аномальных участков (рудных тел). Недостатками отмеченного метода являются трудности, возникающие при выборе интервалов группирования дискретных результатов спектрального анализа при требовании к их равенству. Кроме этого, проверка соответствий дифференциальных кривых той или иной функции распределения требует выполнения большого объема вычислительных работ.

Учитывая отмеченные недостатки дифференциальных кривых распределения, при статистической обработке данных спектрального анализа мы пользовались методом построения интегрального графика распределения частот (кривая накопленных частот) на специальном вероятностном трафарете [1, 5]. Соответствие полученных графиков той или иной математической функции распределения проверялось с использованием критерия Колмогорова [4].

Спектральные анализы выполнялись в лаборатории геофизической экспедиции Армянского геологического управления на спектрографе ИСП-28. Экспозиция составила 1,5 минуты. Чувствительность анализа как для меди, так и для свинца составляла $1 \cdot 10^{-3}$ %. Контрольным анализам подверглись около 20% всех проб. Относительная погрешность анализа не превышала 50%.

Установлено, что содержание меди в свежих образцах (отобранных в горных выработках) превышает его кларк для соответствующих пород [2] в 1,3 раза, а содержание свинца равно кларку (табл. 1).

В ландшафтно-геохимических условиях Кафанского рудного поля происходит частичный вынос меди из зоны гипергенеза, вследствии чего, фон меди в пробах, отобранных из коренных рудовмещающих пород на дневной поверхности, почти в два раза ниже, чем в пробах, отобранных в подземных горных выработках. Геохимический фон свинца в

пробах, отобранных в горных выработках и на поверхности из соответствующих коренных пород, практически совпадает (табл. 1).

Таблица 1

Параметры распределения ($C_ф$ и ε) меди и свинца для различных литолого-петрографических комплексов и рыхлых новообразований Кафанского рудного поля

Литолого-петрографические комплексы и их возраст	Химические элементы						Пробы отобраны	
	Медь			Свинец			на дневной поверхности	в подземных горных выработках
	n	$C_ф$	ε	n	$C_ф$	ε		
Эпидотизированные плагиоклазовые и авгитовые порфириты J_1 (?)	216	1,13*	1,7	142	1,1	1,82	+	
Туфопесчаники нижней осадочной серии J_2.	40	2,8	2,62	51	1,25	2,77	+	
Плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфириты J_2.	54	2,1	2,88	54	1,65	2,51	+	
Кварцевые порфириты J_2	58	2,1	2,53	54	2,4	3,03	+	
Туфопесчаники и туфоконгломераты верхней осадочной серии J_2	68	2,1	2,71	61	1,3	2,96	+	
Плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфириты J_2	106	4,6	1,63	68	1,6	2,58		+
Элювио-делювий на плагиоклазовых и кварц-плагиоклазовых порфиритах J_2	200	1,36	2,44	169	1,2	1,9		
Элювио-делювий на туфопесчаниках и туфоконгломератах верхней осадочной серии J_2	245	1,2	2,92	177	1,1	1,74		
Элювио-делювий на породах J_3	161	1,1	2,66	140	1,0	1,37		

Примечание: * Распределение бимодальное, параметры определены по левой части кривой. n — количество учтенных анализов, $C_ф$ — фоновое значение элемента в 10^{-3} %, ε — стандартный множитель

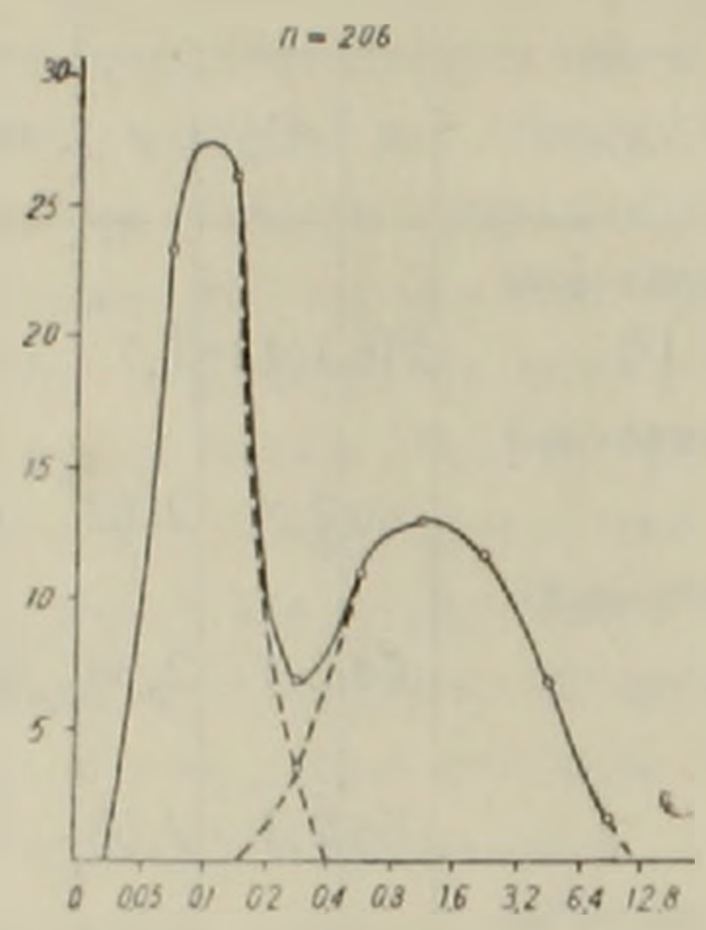
Геохимический фон меди в рыхлых новообразованиях почти в два раза ниже, чем в соответствующих горных породах на дневной поверхности, а фон свинца в элювио-делювиальных отложениях всего лишь в 1,2—1,4 раза ниже по сравнению с соответствующими породами рудного поля.

Необходимо отметить, что геохимический фон меди в породах средней юры, в которых сосредоточены все промышленные медноколчеданные и полиметаллические тела Кафанского рудного поля, относительно повышен по сравнению с породами нижней (?) и верхней юры (табл. 1).

Вверх по разрезу закономерно возрастает геохимический фон свинца. Наиболее высокое его значение отмечается в кислых диффе-

ренциатах средне-юрского вулканизма—в кварцевых порфиритах, которые являются рудовмещающими для полиметаллических рудных тел.

В подавляющем большинстве случаев распределение меди и свинца в горных породах рудного поля аппроксимируется логнормальной функцией распределения. Исключение составляют эпидотизированные порфириты нижней (?) юры, в которых распределение меди имеет бимодальный характер (фиг. 1). Разложение полученной бимодальной



Фиг. 1. Вариационная кривая распределения меди в эпидотизированных авгитовых и плагиоклазовых порфиритах нижней (?) юры:

кривой на отдельные монодисперсные кривые и их дальнейшая обработка методом построения интегральных кривых, позволяет заключить, что появление в данном случае бимодального распределения связано с объединением в одну совокупность «результатов опробования двух систем с различающимися средними уровнями изучаемого элемента» [6]. Путем построения интегрального графика для проб, составляющих левую часть дифференциальной кривой, установлено, что геохимический фон для этой совокупности составляет $1{,}13 \cdot 10^{-3}$ %, а стандартный множитель $\varepsilon = 1{,}74$. Для проб, составляющих правую часть кривой, эти величины соответственно равны $14{,}6 \cdot 10^{-3}$ % и 2,22. Совокупности, составляющие как левую, так и правую части кривой, аппроксимируются логнормальной функцией распределения. Наличие бимодального распределения именно в этом случае объясняется тем, что породы нижней (?) юры в пределах всего рудного поля гидротермально сильно изменены—пиритизированы и эпидотизированы, чем они резко отличаются от всех остальных пород, развитых в Кафанском рудном поле. Выделение неизмененных участков этих пород с целью определения по ним геохимического фона и функций распределения элементов практически невозможно. В породах нижней (?) юры в основном встречаются существенно кварц-пиритовые жилы, которые являются корнями медноколчеданных рудных тел, широко развитых в породах средней юры. Следовательно, вся толща пород нижней (?) юры должна рассматриваться как подрудный интервал первичных ореолов медноколчеданных рудных тел Кафанского месторождения.

Исходя из этого можно предполагать, что до появления гидротермальных процессов фон меди в этих породах был равен $1{,}13 \cdot 10^{-3}$ %. Гидротермальные процессы привели к повышению геохимического фона пород нижней (?) юры до $14{,}6 \cdot 10^{-3}$ %.

Определение параметров распределения меди и свинца дает возможность известными методами математической статистики [4] объективно оценить нижний уровень вероятных геохимических аномалий. Этот вопрос затрагивается в связи с тем, что за нижнее аномальное значение многие исследователи ошибочно принимают двух, иногда трехкратное значение геохимического фона. При этом не учитывается то, что фон подвержен колебаниям, мерой которых является стандартное отклонение (стандартный множитель при логнормальном распределении). Очевидно, что при таком подходе в условиях высоких значений фона невозможно выделение слабых, а порой и довольно контрастных аномалий, даже если колебания геохимического фона невелики, и наоборот, за аномальные ошибочно могут быть приняты заведомо не аномальные значения, если геохимический фон низок, но подвержен значительным колебаниям.

Определение параметров распределения элементов и выделение геохимических аномалий при помощи методов математической статистики [1, 4, 5] позволяет не только обоснованно определить нижний уровень вероятных аномалий, но и открывает широкие возможности для выявления весьма слабых геохимических аномалий, пропуск которых, в случае применения других методов обработки аналитических данных, неизбежен.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт синтеза минерального сырья
(ВНИИСИМС)

Поступила 10.XI.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Ветров А. Г.** О применении спрямленного графика накопленных частот при обработке радиометрических данных. Сб. «Глубинные поиски рудных месторождений», М., 1963.
2. **Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», № 7, 1962.
3. **Григорян С. В.** О методике определения фоновых содержаний химических элементов при геохимических поисках. «Разведка и охрана недр», № 2, 1964.
4. **Мезенцев О. К., Ратников В. М., Скороспелкин С. А.** Статистическая обработка данных геохимических поисков. «Разведка и охрана недр», № 10, 1964.
5. **Разумовский Н. К.** Логарифмический нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. ЛГИ, т. 20, 1948.
6. **Смирнов С. И.** Вероятно-статистическая оценка геохимического фона при поисках месторождений полезных ископаемых. «Геохимия», № 3, 1963.
7. **Туманов А. И.** Оценка местного геохимического фона и выделение аномалий. Сб. «Глубинные поиски рудных месторождений», М., 1963.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 76—80, 1970

Г. А. ТУНЯН

О ВОЗРАСТЕ И СООТНОШЕНИИ ДАЕК ДИОРИТ-ПОРФИРИТОВ И ДИАБАЗ-ПОРФИРИТОВ С МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ НА ДАСТАКЕРТСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

На территории Дастакертского медно-молибденового месторождения устанавливается определенная связь медно-молибденовых руд с дайками диорит-порфиритов и диабаз-порфиритов, из которых первые являются дорудными, а последние внутри-минерализационными. Выделение этих даек имеет большое практическое значение, так как первые контролируют оруденение, а последние пронизывают рудные тела, что затрудняет разведку и эксплуатацию месторождения. Поэтому, в настоящей статье, автор освещает некоторые вопросы их возраста и взаимоотношений с оруденением.

В районе месторождения очень широко развиты вулканогенные породы, особенно дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, которые в миоцене были прорваны интрузией гранодиоритов и кварцевых диоритов, сопровождающейся интенсивными тектоническими нарушениями северо-западного простирания; к последним приурочено медно-молибденовое оруденение прожилково-вкрапленного типа. Формирование месторождения, по данным И. Г. Магакьяна [1], проходило в четыре стадии.

В первую стадию минерализации происходило ороговикование, эпидотизация, пиритизация и хлоритизация вмещающих пород.

Во вторую стадию минерализации образовались кварц-халькопиритовые прожилки и вкрапленники, сосредоточенные вдоль тектонических зон северо-западного простирания.

В третью стадию минерализации образуются наиболее богатые брекчиевидные руды молибденита и халькопирита.

В четвертую стадию формирования месторождения образовались карбонат-полиметаллические и пиритовые прожилки, приуроченные к тектоническим зонам северо-восточного простирания. Эта стадия минерализации протекала после раздробления вмещающих пород и внедрения даек диабаз-порфиритов. В пределах рудного поля широко развиты, в основном, две разновидности жильных пород: диорит-порфириты и диабаз-порфириты.

Дорудные дайки

К зонам разлома северо-западного простирания приурочены многочисленные дайки диорит-порфиритов.

На основании проведенных исследований и обобщения фактического материала накопились некоторые данные, свидетельствующие о взаимоотношениях даек диорит-порфирита с медно-молибденовым

рудными зонами. Дайки диорит-порфирита предшествовали образованию медно-молибденовых руд. Они заполняют те же трещины и зоны разлома северо-западного простирания, что и медно-молибденовая минерализация.

Промышленное медно-молибденовое оруденение, вдоль даек диорит-порфиритов, установлено на горизонте штольни № 16, где в районе штрека № 1 квершл. 3, медно-молибденовая минерализация прослеживается вдоль обоих контактов диорит-порфиритовой дайки. Аналогичное явление наблюдается также в районе третьего рудного тела, на горизонте штольни № 16. В диорит-порфиритах медно-молибденового оруденения не наблюдается. Это явление, вероятно, обусловлено неподатливостью к трещинообразованию и непроницаемостью этих пород. Лишь на горизонте штольни № 30 дайка диорит-порфирита пересекается маломощным медно-молибденовым прожилком, где на контакте с прожилком она подвергнута контактовому метаморфизму, в результате чего розовато-коричневая окраска породы полностью перешла в серовато-белую.

На центральном участке рудного поля наблюдаются многочисленные примеры пересечения даек диорит-порфиритов прожилками кальцит-полиметаллического состава и дайками диабаз-порфиритового состава, причем последние также несут в себе кальцит-полиметаллические прожилки. Вдоль контактов даек диорит-порфиритов наблюдаются продукты изменения пород, образованных в период рудообразования, среди которых различают окварцованные и карбонатизированные разности.

На площади центрального участка рудного поля зарегистрировано тринадцать крупных даек и несколько мелких. По морфологии, дайки диорит-порфиритов представляют правильные, выдержанные по простиранию и падению тела плитообразной формы с постоянной мощностью. Мощность их колеблется от 2—3 м до 8—10 м. Эти дайки распространены преимущественно в тектонических зонах северо-западного простирания (аз. 310—340°) с углом падения 80—85°.

Контакты даек с боковыми породами резкие и вмещающие породы рядом с дайками не всегда обогащены вкрапленностью сульфидов меди и молибдена. Вдоль зальбандов с диорит-порфиритами увеличивается количество кальцит-пиритовых прожилков.

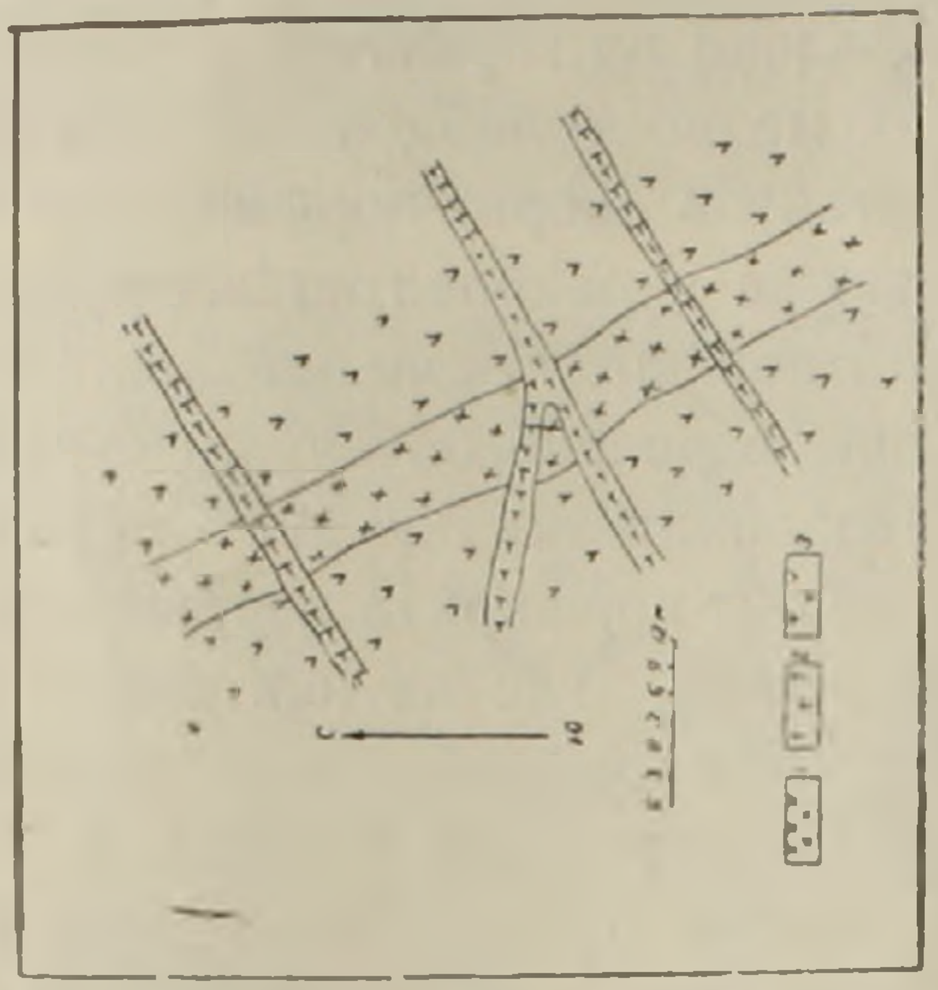
Из вышеизложенного вытекают следующие выводы:

Во-первых, простирание даек диорит-порфиритов северо-западное и совпадает с простиранием рудных зон. В контактах даек развиты: окварцевание, серицитизация, эпидотизация, каолинизация и хлоритизация, которые связаны с первой и последующими стадиями минерализации.

Во-вторых, в них установлены пронизывающие кальцит-полиметаллические прожилки, а также, в одной из даек—медно-молибденовый прожилок. Вдоль контактов дайки, на горизонте шт. № 16, прослеживается богатое медно-молибденовое оруденение. Кроме того, в некоторых дайках установлено медное оруденение в виде вкрапленников и

прожилков, которые пересекают диорит-порфириты в различных направлениях.

В третьих, повсюду дайки диорит-порфиритового состава и рудные зоны пересекаются диабаз-порфиритами северо-восточного простирания (фиг. 1).



Фиг. 1. Серии даек диабаз-порфирита (2) прорывают дайку диорит-порфирита (1). Вмещающие породы (3).

Эти данные говорят о том, что диорит-порфиритовые дайки являются дорудными образованиями и предшествовали образованию медно-молибденовых руд.

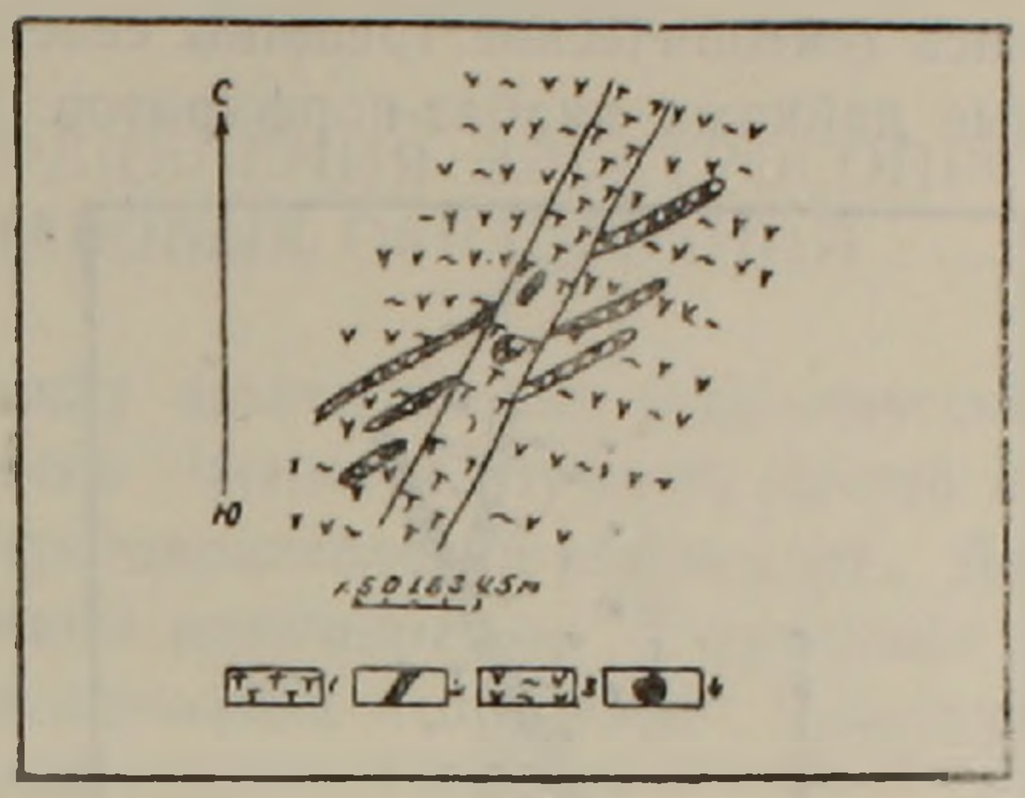
Внутриминерализационные дайки

Другой разновидностью жильных пород, распространенных в пределах рудного поля, являются диабазовые порфириты. В отличие от диорит-порфиритов, эти породы считаются более молодыми, секущими диорит-порфириты и приурочены к более поздним трещинам северо-восточного направления (аз. прост. 0—60°).

Некоторые исследователи считают, что дайки диабазовых порфиритов являются дорудными образованиями, экранируют медно-молибденовое оруденение, и там, где их нет, оруденение практически отсутствует. Анализ фактического материала опровергает экранирующую роль даек диабазовых порфиритов. На центральном участке месторождения и на участке «Новый», вскрыты многочисленные дайки диабазовых порфиритов, в лежачем и висячем боку которых отсутствует оруденение.

Кроме того, на участке «Новый», где установлено промышленное содержание в рудах меди и молибдена, дайки диабазовых порфиритов также отсутствуют. В этих дайках развиты вкрапленность пирита и прожилки карбоната. Во многих местах диабазовые порфириты пересекаются тонкими (1—2 мм) карбонат-сфалерит-галенит-пиритовыми прожилками. В штольне № 15 в диабазовых порфиритах встречены ксенолиты роговиков, дацитовых порфиритов и сильно окварцованных гра-

нодиоритов с вкрапленностью и прожилками халькопирита и молибденита (фиг. 2).



Фиг. 2. Пересечение рудной зоны внутриминерализационной дайкой диабазового порфирита. 1. Диабазовый порфирит. 2. Прожилки халькопирита. 3. Гидротермально измененные порфириты с богатой вкрапленностью халькопирита и молибденита. 4. Ксенолиты с вкрапленностью халькопирита и молибденита в дайке.

На горизонте штольни № 16, в штреке № 6 диабазовая дайка сечется тектонической трещиной, мощностью 6 см. Эта трещина характеризуется тем, что в обоих контактах, до пересечения ее с дайкой диабаза, она выполнена медно-молибденовой минерализацией, а в самой диабазовой дайке трещина выполнена только полиметаллами.

В карьере, расположенном в районе штолен №№ 2 и 7, отчетливо видно, как дайка диабаз-порфирита с северо-восточным простиранием, пересекает богатую медно-молибденовую зону с северо-западным простиранием.

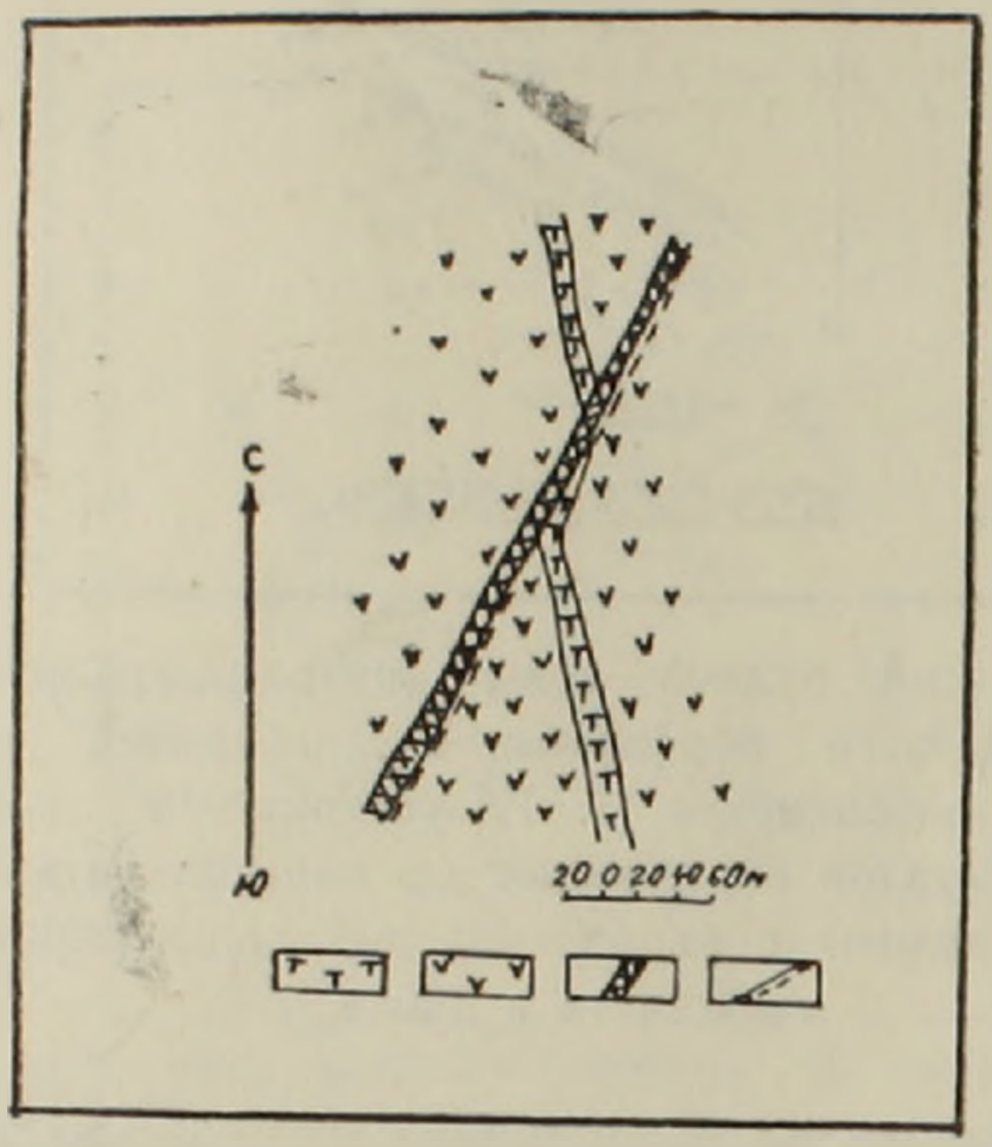
Контакты внутриминерализационных даек с вмещающими породами резкие, редко постепенные. В лежачем боку одной дайки, где контакт с вмещающими оруденение порфиритами постепенный, медно-молибденовое оруденение образует многочисленные прожилки, которые доходя до диабазовой дайки обрываются, несмотря на наличие многочисленных трещин отдельности в самой дайке.

На горизонте шт. № 30 имеются многочисленные дайки диабаз-порфирита, которые пересекают дайку диорит-порфирита.

На сороковом метре шт. № 97 вскрыта дайка диабаз-порфирита, мощностью 16,0 см, с азимутом и углом падения 80° (фиг. 3). Эта дайка сильно пиритизирована и пронизана маломощными кальцит-пиритовыми прожилками; она пересекаегся маломощной тектонической трещиной (мощность 2 см), заполненной кальцитом и пиритом. В месте пересечения диабазовой дайки и пиритового прожилка, наблюдается смещение дайки на 30 см и сильная хлоритизация и эпидотизация пород.

Из вышеизложенного видно, что поскольку медно-молибденовое оруденение формировалось в течение второй и третьей стадий минерализации, то можно говорить о том, что дайки диабаз-порфиритов в этот

период не внедрялись. Лишь после третьей стадии минерализации—отложения медно-молибденовых руд перед четвертой стадией минерализации, в результате происходивших растяжений в пределах месторождения, образовались тектонические трещины северо-восточного простирания, выполненные дайками диабаз-порфиритов. После образова-



Фиг. 3. Сульфидный прожилок (3) пронизывает дайку диабаз-порфирита (1). Вмещающие породы (2). Тектоническое нарушение (4). Штольня № 97.

ния даек диабаз-порфиритов, происходило сжатие и образование многочисленных тектонических трещин, по которым поднимались рудные растворы, из которых отложились галенит, сфарелит, пирит и карбонат.

Отсюда можно сделать вывод, что дайки диабаз-порфиритового состава являются внутриминерализационными и внедрились после отложения медно-молибденовых руд, но до образования полиметаллов.

В связи с изложенными выше фактами, при разведке Дастакертского месторождения, необходимо учитывать, что диорит-порфириты являются дорудными, а диабаз-порфириты внутриминерализационными. Диабаз-порфиритовые дайки прорывают медно-молибденовые руды и могут затруднить разведку месторождения.

Поскольку на месторождении установлено тяготение медно-молибденового оруденения к дайкам, в дальнейшем поисковые работы необходимо направить на участки, где наблюдается скопление серий даек диорит- и диабаз-порфиритов.

Управление геологии
СМ Армянской ССР

Поступила 20.VI.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.

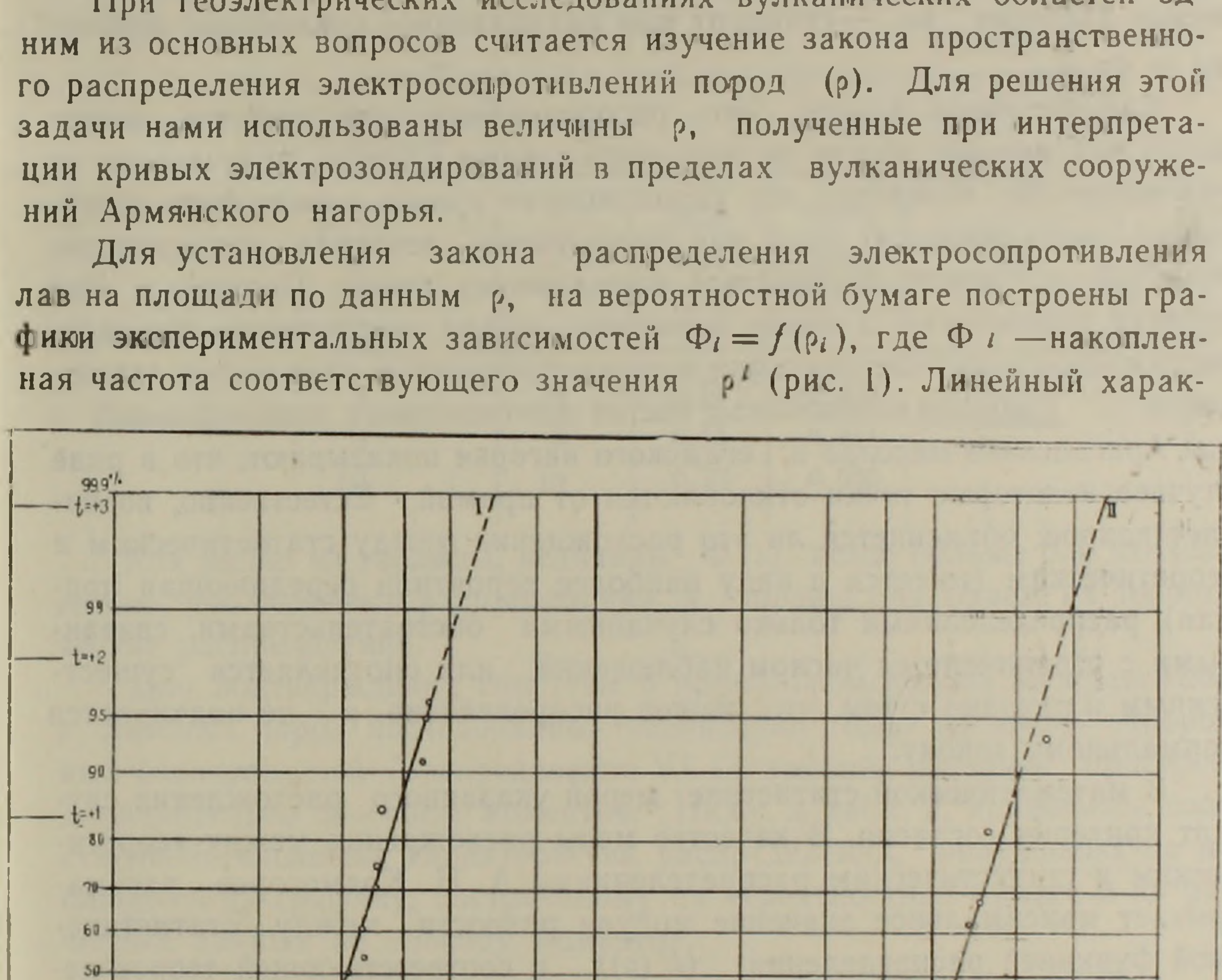
Известия, АН Армянской ССР, Науки о Земле, 6, 81—83, 1970

Р. С. МИНАСЯН

О ЗАКОНЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЙ ЛАВОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При геоэлектрических исследованиях вулканических областей одним из основных вопросов считается изучение закона пространственного распределения электросопротивлений пород (ρ). Для решения этой задачи нами использованы величины ρ, полученные при интерпретации кривых электрозондирований в пределах вулканических сооружений Армянского нагорья.

Для установления закона распределения электросопротивления лав на площади по данным ρ, на вероятностной бумаге построены графики экспериментальных зависимостей $\Phi_i = f(\rho_i)$, где Φi —накопленная частота соответствующего значения ρ^i (рис. 1). Линейный характер графиков указывает на то, что рассматриваемые распределения подчиняются нормальному закону. При этом подразумевается, что при



Фиг. 1. Графики накопленных частот для распределения ρ лавовых образований массива г. Арагац (I—I) и Гегамского нагорья (II—II).

возрастании числа наблюдений ρ_i, вероятность появления отклонений от средней величины приближается к значениям, получаемым из уравнения нормального распределения:

$$Y_\rho = \frac{1}{\sigma_{\rho i}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\rho_i - \bar{\rho})^2}{2\sigma^2_{\rho i}}}, \qquad (1)$$

где ρ_i — значение искомой величины ρ; $\bar{\rho}$ — его среднее арифметическое значение; $\sigma_{\rho i}$ — стандарт или квадратичное отклонение величины ρ_i от ρ.

Следует иметь в виду, что распределение, где имеется малое число наблюдений может не дать нормальную кривую, получаемую из уравнения (1). Напротив, его вариационная кривая может быть совершенно асимметричной, тогда как бесконечная исходная совокупность значений ρ_i может подчиняться нормальному закону. Поэтому в этих случаях асимметрия, а также возможно другие «нарушения» нормальности кривой могут исчезнуть при достаточно большом количестве наблюдений ρ_i. Графики накопленных частот для отдельных распределений ρ лав Арагацского массива и Гегамского нагорья показывают, что в ряде случаев некоторые точки отклоняются от прямой. Естественно, возникает вопрос: объясняется ли это расхождение между статистическим и теоретическим (имеется в виду наиболее вероятная осредняющая прямая) распределениями только случайными обстоятельствами, связанными с ограниченным числом наблюдений, или оно является существенным и связано с тем, что данное распределение ρ не подчиняется нормальному закону.

В математической статистике мерой указанного расхождения служат критерии согласия. В качестве меры расхождения между теоретическим и статистическим распределениями А. Н. Колмогоров рассматривает максимальное значение модуля разности между статистической функцией распределения $(F(\rho))$ и соответствующей теоретической функцией $(f(\rho))$, а именно:

$$D = \max |F(\rho) - f(\rho)|. \qquad (2)$$

Способ применения рассматриваемого критерия согласия в нашем случае сводится к следующему. Определяется точка с наибольшим отходом от осредненной прямой (в %); и по разности ординат находится «D». Далее вычисляется значение λ по формуле:

$$\lambda = \frac{D\sqrt{n}}{100}, \qquad (3)$$

где n—число определений ρ_i; затем по специальной таблице определяется $\Phi(\lambda)$. Это будет вероятность того, что за счет чисто случайных причин максимальное расхождение между $F(\rho)$ и $f(\rho)$ будет не меньше, чем фактически наблюденное.

Если вероятность $\Phi(\lambda)$ весьма мала, ясно, что гипотезу о нор-

мальности распределения ρ лав следует отвергнуть, как неправдоподобную; при сравнительно больших $\Phi(\lambda)$ ее можно считать действительной.

Считается, что если $\Phi(\lambda) > 0{,}5$: (или $\lambda < 1.35$), то данное эмпирическое распределение удовлетворительно описывает теоретическое [1].

Вычисленные значения D, λ и $\Phi(\lambda)$ для всех распределений лавовых образований массива горы Арагац и Гегамского нагорья приведены в табл. 1.

Таблица 1

Эмпирическое распределение	D %	λ	$\Phi(\lambda)$	Район
I	5,6	0,52	0,960	Масснв г. Арагац
II	3,6	0,35	0,960	
III	8	0,56	0,914	
I	10	0,77	0,620	Гегамское нагорье
II	6	0,55	0,914	
III	10	0,73	0,680	

Как видно из таблицы, величины $\Phi(\lambda)$ везде больше 0.5, следовательно, наблюденные распределения ρ хорошо описывают их теоретические распределения

Для подтверждения гипотезы о нормальном законе распределений ρ лавовых пород исследованных территорий одна из шести однородных совокупностей (распределение VI Гегамского нагорья) проверена дополнительно способом моментов. Ниже, в табл. 2, приводится сопоставление числовых характеристик распределения, полученных по наблюденному графику, построенному на вероятностной бумаге и из расчетных данных по способу моментов.

Таблица 2

Способ определения числовой характеристики	D	λ	$P(\lambda)$	Среднее $\overline{\rho_2}$	σ_{ρ_2}
По графику накопленных частот	10%	0,74	0,68	5500	800
По способу моментов	5,3	0,73	0,65	5485	825

Близость величин приведенных числовых характеристик подтверждает гипотезу о нормальном законе распределения лавовых пород. изученных вулканических сооружений.

Институт водных проблем и гидротехники
МВХ Армянской ССР

Поступила 17.X.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М., 1965.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 84—88, 1970

И. Г. ХАХАНОВ

К ВОПРОСУ О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ИОННОГО СТОКА И ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК НА ПРИМЕРЕ АРМЯНСКОЙ ССР

Основным источником питания рек Армянской ССР, которые используются в гидроэнергетике и ирригации, являются атмосферные осадки. В горных районах, наряду с этим, имеет место питание их талыми водами снежников и ледников; в зависимости от времени года и высоких отметок возможны и другие источники питания. Вопрос изучения эрозии рек важен в географическом отношении, так как в нем связаны климат, почвы, рельеф, растительность и другие явления. Эрозионные процессы объясняют процессы формирования рельефа. Они постоянно понижают поверхность бассейнов рек [2]. На основании результатов химического анализа вод и взвешенных наносов рек Армянской ССР, приведенных в гидрологических ежегодниках УГМС, расчитаны средние годовые значения показателя ионного стока и модуля стока взвешенных наносов, показанных в табл. 1. При соприкосновении с почвой и горными породами концентрация раствора и его характер изменяется. Трещиноватость пород создает благоприятные условия для формирования грунтовых и грунтово-трещинных вод и их притока в реки особенно в период летней и зимней межени. Химический состав речной воды изменяется в течении года и зависит от соотношения поверхностного и грунтового питания реки. Поступление в речную сеть грунтовых вод имеет сложный характер.

В весеннее время, в начале интенсивного поступления почвенно-поверхностных вод уровень воды рек бассейна повышается, подпирает грунтовые воды и прекращает их сток в реки. В этот период резко уменьшается минерализация воды и существенно изменяется ее химический состав [2] Данные по рекам Армении также подтверждают это положение. Наибольшая минерализация в подавляющем числе случаев совпадает с меженным стоком, когда реки питаются грунтовым потоком. Исключение составляет кремнекислота, для нее в ряде случаев наблюдается прямая зависимость—чем больше дебит, тем больше содержание кремнекислоты.

Из табл. 1 видно, что химический состав воды разных рек значительно отличается. Особенно важным признаком для использования воды является ее жесткость. Воды рек Армянской ССР в основном мягкие. Средняя величина жесткости для всех бассейнов в основном составляет около 2,40 мг/экв. Исключение составляют реки Раздан и Севджур. Жесткость их вод находится в пределах от 4,85 мг/экв до 5,98 мг/экв, что в одном случае объясняется озерным питанием р. Раздан, при котором в нее поступают воды, испытывающие значительную испарительную концентрацию, а во втором—на поверхность выходят

Таблица 1

Среднегодовые показатели ионного стока и модуля стока взвешенных наносов некоторых рек Армянской ССР

Река—пункт	Площадь водосбора реки, км²	Водный сток, л/сек·км²	Модуль стока взвешенных наносов ($M_н$), т/км²·год	Показатель ионного стока $P_н$, т/км²·год	Средняя минерализация воды реки, мг/л	Общая жесткость, мг—экв	$M_н/P_н$
Воротан—Борисовка	507	13,9	3,1	28,94	82,6	0,70	0,10
Гехи—Гехи	195	19,4	21,0	86,72	202,2	2,26	0,23
Азат—Зовашен	526	10,7	17,4	44,95	157,8	1,63	0,39
Мармарик—Агавнадзор	395	12,0	22,3	44,98	156,0	1,28	0,50
Варденис—Варденик	105	15,0	18,0	29,22	85,5	0,70	0,62
Воротан—Ангехакот	787	13,0	18,4	36,80	115,8	1,27	0,64
Касах—Зовуни	603	6,0	19,9	25,87	151,7	1,34	0,77
Аргичи—Геташен Верин	380	14,4	35,7	43,21	128,7	1,22	0,83
Масрик—Мец Мазра	327	3,2	14,5	14,97	213,2	2,43	0,97
Ахурян—Капс	839	9,5	40,2	41,45	192,7	1,90	0,97
Гаварагет—Норадуз	467	7,5	35,8	34,97	200,6	1,91	1,02
Веди—Карабахлар	329	5,2	92,0	89,16	223,6	2,62	1,03
Арпа—Ехегнадзор	1220	9,4	61,0	47,18	216,3	2,12	1,29
Воротан—Эйвазлар	2020	10,0	67,1	52,09	219,8	2,38	1,30
Джил—Джил	10,0	8,0	59,9	45,79	235,7	2,61	1,31
Мегригет—Мегри	274	11,5	82,9	60,34	212,2	2,59	1,37
Дзыкнагет—Цовагюх	88,3	11,9	50,0	35,74	138,1	1,30	1,40
Касах—Аштарак	1020	5,6	41,4	27,89	190,8	1,83	1,48
Элегис—Шатин	470	16,2	127,2	85,84	231,9	2,25	1,48
Ахурян—Айкадзор	7990	3,4	47,7	21,93	282,0	2,74	2,1

пластовые воды Араратской котловины Эти воды имеют большой путь циркуляции в рыхлых отложениях, за счет чего повышается их минерализация. С другой стороны, из основных видов коррозии является воздействие на цемент мягких вод. Бетонные части, подвергаясь действию фильтрующейся через них воды, могут разрушаться вследствие выщелачивания из них свободной извести, образующейся при гидратации клинкерных соединений. Фильтрационные воды могут также производить постепенное разрушение оснований, если в грунте присутствуют включения гипса, ангидрита, каменной соли и других легкорастворимых веществ [3].

Исходя из данных табл. 1 можно полагать, что реки Армянской ССР в основном могут оказывать такое воздействие; это требует применять при строительстве гидротехнических сооружений высококачественные стройматериалы. Что же касается незначительной общей минерализации рек республики, можно думать, что в большинстве случаев это определяется выщелачиванием труднорастворимых скальных пород

и маломощных почв. Воды же, циркулирующие по легкорастворимым соединениям обличены повышенной общей минерализацией. Ионный сток некоторых рек Армянской ССР, приведенный в табл. 1, иллюстрирует интенсивность химических эрозионных процессов. Среднегодовой сток с территории Армянской ССР равен $58{,}6 \times 28000 = 1{,}64 \cdot 10^6$ т/год, или что касается величины показателя ионного стока равного 58,6 т/км². год, это в три раза превышает усредненную величину по земной поверхности 19,1 т/км² год, но в 3 раза меньше стока реки Риони [1].

При использовании рек необходимо знать не только их водный режим, но и режимы переносимых рекой наносов. При заборе воды из реки для водоснабжения и орошения необходимо учитывать взвешенные наносы, чтобы не происходило заиление водоприемников и других сооружений. Особенно важно значение режима наносов их формирования при устройстве водоприемников, в которых скорости уменьшаются и происходит отложение наносов [4].

В противоположность равнинным рекам, у горных рек кинетическая энергия, а следовательно и эрозия водосбора во много раз увеличивается; сток взвешенных наносов возрастает и становится больше, чем ионный сток.

Нами расчитаны средние годовые значения модуля стока взвешенных наносов некоторых рек Армянской ССР (табл. 1). Сток наносов определяется преимущественно взвешенными наносами. Донные наносы составляют незначительную часть твердого стока и может быть принята, по данным Е. В. Близняка, для горных рек в пределах 0,15—1,00 [7].

Изучение влекомых по дну наносов имеет большое значение для формирования русла и его изменения во времени. Г. К. Габриеляном [5] и Г. Н. Хмаладзе [6] приводятся данные о твердом стоке некоторых рек Армянской ССР, дополненные нами; средний годовой модуль стока равен 45,4 т/км²·год, а для влекомых наносов нами принят коэффициент 0,4, что составляет 18,2 т/км²·год.

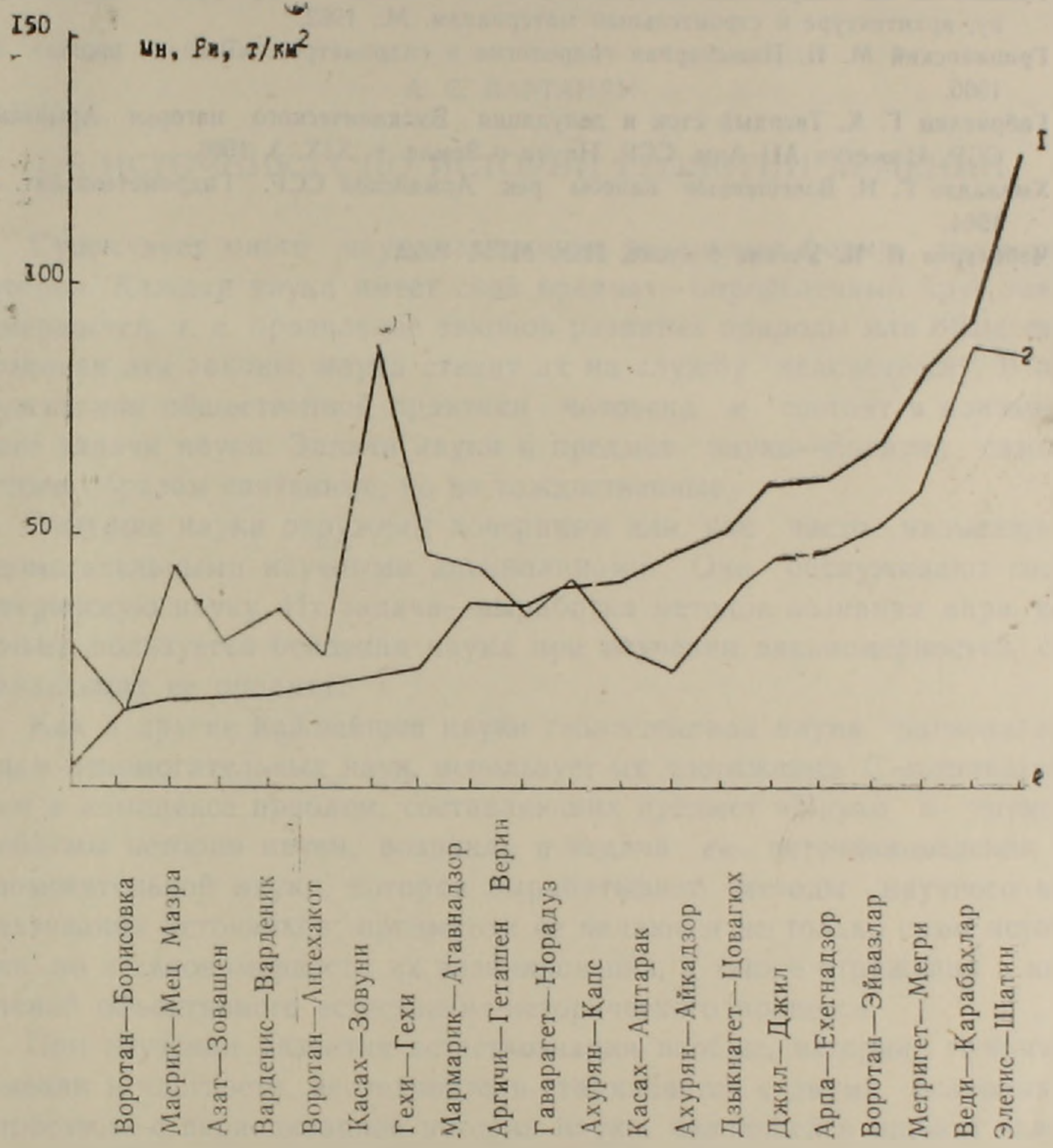
Для рассматриваемой территории получим взвешенных наносов
$45{,}4 \times 28000 = 1{,}27 \cdot 10^6$ т/год,

влекомых наносов
$18{,}2 \times 28000 = 5{,}1 \cdot 10^5$ т/год.

Количество взвешенных наносов рек Армянской ССР довольно значительно и в ряде случаев превышает ионный сток. О. А. Алекин предлагает по отношению модуля стока взвешенных наносов к показателю ионного стока ($M_н/P_и$) в ряде случаев различать горные и равнинные реки. Что касается рек Армянской ССР, указанные отношения имеют следующую величину (табл. 1); по этим же данным построена характерная кривая (фиг. 1) в порядке возрастания модуля стока взвешенных наносов.

Исходя из общих положений следовало бы ряд рек Армянской ССР, для которых показатель $M_н/P_и$ меньше единицы, считать равнин-

ными. Естественно, что это обстоит не так. Уменьшение показателя $M_н/P_н$ связано с литологическими особенностями бассейна рек. Там, где реки большей частью протекают по крепким скальным породам, в которых значительно уменьшается результативность механической эро-



Фиг. 1. Сравнительная характеристика величин модуля стока взвешенных наносев $M_н$ (1) и показатели ионного стока $P_н$ (2) для некоторых рек Армянской ССР.

зии, показатель $M_н/P_н$ имеет минимальное значение (для 10 рек в табл. 1). В случае наличия в бассейне рек пород осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения резко увеличивается возможность механического выветривания и показатель $M_н/P_н$ становится больше 1. Одновременно большей частью увеличивается и величина $P_н$, что наглядно видно на фиг. 1.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.V.1969.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Алекин О. А., Бражникова Л. В.** Сток растворенных веществ с территории СССР. Изд. «Наука». М., 1964.
2. **Аполлов Б. А.** Учение о реках. Изд. МГУ, 1963.
3. **Гришин М. М.** Гидротехнические сооружения. Госиздат литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам. М., 1962.
4. **Грицианский М. Н.** Инженерная гидрология и гидрометрия. «Высшая школа». М., 1966.
5. **Габриелян Г. К.** Твердый сток и денудация Вулканического нагорья Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле. т. XIX, 3, 1966.
6. **Хмаладзе Г. Н.** Взвешенные наносы рек Армянской ССР. Гидрометеоиздат. Л., 1964.
7. **Чеботарев Н. П.** Учение о стоке, Изд. МГУ, 1962.

Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, 89—90, 1970

РЕФЕРАТЫ

А. С. ВАРТАНЯН

ОБ ИСТОЧНИКАХ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИИ АРМЕНИИ

Существует много наук, изучающих различные формы движения материи. Каждая наука имеет свой предмет—определенный круг закономерностей, т. е. проявление законов развития природы или общества. Познавая эти законы, наука ставит их на службу человечеству. В обслуживании общественной практики человека и состоят в конечном итоге задачи науки. Задачи науки и предмет науки—понятия самым тесным образом связанные, но не тождественные.

Ведущие науки окружены дочерними или, как часто называют—вспомогательными научными дисциплинами. Они обслуживают свою материнскую науку. Их задачи—выработка методов познания мира, которыми пользуется основная наука при изучении закономерностей, составляющих ее предмет.

Как и другие важнейшие науки геологическая наука располагает рядом вспомогательных наук, использует их достижения. С возникновением в комплексе проблем, составляющих предмет «Науки о науке», проблемы истории науки, возникла и задача ее источниковедения — вспомогательной науки, которая вырабатывает методы научного использования источников; предметом ее являются не только сами источники, но и закономерности их возникновения, а также отражения в них явлений объективного естественно-исторического процесса.

При изучении развития естествознания вообще, истории геологии Армении в частности, исследователь сталкивается с двумя основными вопросами—с периодизацией истории науки, являющейся планом изложения темы и связанным с этим планом подбора источников и их систематизацией.

Развитие современной армянской науки и культуры вообще, геологической мысли в частности, неразрывно связано с научно-культурными традициями народа, корни которых уходят в глубокую древность. В освещении отдельных эпох в истории развития геологии Армении и, связанного с ней горнорудного промысла в стране, в каждом отдельно взятом периоде решающее значение приобретает то одна, то другая группа исторических источников, то один, то другой метод исследования. Ибо, во-первых, каждая историческая эпоха создает свойственные ей памятники материальной культуры, во-вторых, источник отражает факты и события реального исторического процесса в свете экономических, политических, идеологических, этических, эстетических и других общественных взглядов и интересов людей, в результате деятельности которых появился на свет тот или другой источник.

Следует отметить, что вышеуказанная работа не источниковедческая и тем более не библиографическая. Она ни в коей мере не претендует на полноту охвата всего многообразия как литературных, так и других источников по истории развития геологии в Армении. В ней автор, на основании правил и методов источниковедения, пытается дать краткий обзор известных ему, отдельным группам источников по интересующему вопросу, и по мере возможности проиллюстрировать каждую из указанных категорий источников наиболее характерными примерами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.IX 1970.

Полный текст статьи депонирован во ВИНИТИ

СОДЕРЖАНИЕ XXIII ТОМА ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

О. А. Азарникова. Циклические вариации водности озера Севан . . . 4—73

П. Г. Алоян. Геотектонические условия и механизмы возникновения зангезурских землетрясений 1968 года . . . . . 6—54

А. З. Алтунян. К вопросу о стратиграфии района Шамлугского месторождения и перспективы оруденения . . . . . 1—25

С. К. Арзуманян. Новые данные о калиеносности соленосных отложений юго-западной части Арм. ССР и их перспективы . . . . . 2—31

Р. А. Арутюнян. Генетические типы золоторудных месторождений и проявлений Мегринского плутона . . . . . 4—53

Р. Г. Арутюнян. Геотермические условия среднеараксинского прогиба и юго-западного борта фонтанского минимума . . . . . 4—81

П. М. Асланян. Новые виды Unionidae из октемберянской свиты Армянской ССР . . . . . 6—3

А. А. Атабекян, В. Т. Акопян. Позднемеловые аммониты Армянской ССР 5—31

А. Б. Багдасарян. Развитие географических наук в Армянской ССР за 50 лет 5—20

Л. А. Валесян, А. А. Габриелян, И. Г. Магакьян. В. И. Ленин и изучение природных ресурсов СССР . . . . . 3—3

В. Е. Вртанесов. Эндогенные ореолы рассеяния Агаракского медно-молибденового месторождения . . . . . 4—33

А. А. Габриелян. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области 3—11

А. А. Габриелян. Геология Армении за 50 лет . . . . . 5—3

Г. А. Габриэлянц, Л. В. Каламкаров, В. Г. Кузнецов. Нефтегазоносные комплексы, принципы их выделения и задачи изучения на территории Армянской ССР . . . . . 6—8

Ф. С. Геворкян, Д. А. Погосян. О некоторых результатах морфометрического картирования территории Армянской ССР . . . . . 4—16

С. А. Григорян. Методы определения прозрачности атмосферы . . . 2—66

С. А. Григорян. Прогноз поля атмосферного давления методом эмпирических функций влияния . . . . . 3—83

Ю. Г. Гукасян. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберт) . . . . . 4—44

М. О. Давоян. Площадь современного оледенения на Арагаце и процесс сокращения фирнов-снежников . . . . . 2—60

М. О. Давоян. Заходит ли Арагац за уровень снеговой климатической линии? 6—65

Л. Н. Зограбян. О некоторых особенностях морфоструктуры Армянского нагорья и прилегающих территорий орогенической зоны Западной Азии 3—42

С. А. Зограбян. О соотношении рудоконтролирующих даек габбро-диабазов с порфиритами дебедской свиты на Ахтальском месторождении . 5—75

А. Е. Исаханян. Структурные условия локализации рудных тел на Шамлугском медноколчеданном месторождении . . . . . 6—45

В. Р. Израелян. К вопросу изучения структуры стекол кислого состава . 5—53

К. А. Карамян. К вопросу о периодизации постмагматических процессов . 1—42

А. И. Карапетян. О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Армянской ССР . . . . . 1—65
Э. М. Карапетян. Аккумулирующие возможности песчано-алевритовых пород четвертой подсвиты октемберянской свиты . . . . . 6—19
М. Л. Лачинян. О «кварцевых порфирах» Алавердского района Армянской ССР . . . . . 1—3
Б. М. Меликсетян. К проблеме происхождения псевдолейцитов и лейцитосодержащих щелочных пород Тежсарского комплекса . . . 3—61
Р. Л. Мелконян. Закономерности распределения лития, рубидия и таллия в геосинклинальных интрузивных формациях Алавердского рудного района . . . . . 1—38
Р. Л. Мелконян, Г. М. Мкртчян. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алавердского рудного района . . . . . 2—18
Г. М. Мкртчян, Р. Л. Мелконян. Влияние химического состава пород на интенсивность спектральных линий меди и пути его устранения . . 4—58
Р. С. Мкртчян. Связь заморозков с уровнем температуры в условиях Армянской ССР . . . . . 1—73
А. Х. Мнацаканян. Верхнеюрский-меловой вулканизм Кафанского антиклинория (южная часть Арм. ССР) . . . . . 3—52
Дж. А. Оганесян. Некоторые вопросы тектоники Араратской котловины в связи с проблемой нефтегазоносности . . . . . 2—3
И. Б. Осипова. Сейсмогеологические условия Араратской котловины и сейсморазведочное районирование . . . . . 2—40
В. О. Пароникян. О нормальном распределении содержаний элементов в рудах и минералах . . . . . 1—55
В. О. Пароникян. Корреляционные связи между содержаниями главных компонентов руд полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР . . . . . 5—63
Г. О. Пиджян. Минералы висмута в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР . . . . . 6—36
Р. А. Саркисян. О наличии разновозрастных образований субвулканических дацитовых кварцевых порфиров в Кафанском рудном поле . . 2—13
Р. А. Саркисян. Об особенностях формирования кварцевых андезито-дацитов (барабатумских) Кафанского рудного поля . . . . . 6—27
М. А. Сатиан. Офиолитокластовые граувакки Айоцдзора . . . . . 5—43
Р. Н. Соболев, А. А. Ситнин. Тантал, ниобий и редкие щелочи в слюдах из гранитоидов Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан) 4—69
Г. И. Тер-Степанян. Современное состояние теории глубинной ползучести склонов . . . . . 4—3
А. С. Фарамазян, С. К. Калинин, С. Л. Терехович. К геохимии элементов платиновой группы в медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР . . . . . 4—25
Э. Х. Харазян. Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянская ССР) . . . . . 1—15
Р. Ш. Шафеев, А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Р. И. Исаакян. Исследования электрических параметров сульфидных минералов Армянской ССР (молибденит, халькопирит, пирит) . . . . . 2—52

Научные заметки

Г. Б. Аракелян. Особенности миграции цинка в рудничных водах медно-колвания электрических параметров сульфидных минералов Армянской
А. Р. Давтян. Новые находки ископаемых млекопитающих в Памбакской долине . . . . . 2—75

Ж. М. Карапетян, В. А. Холдобаев. К вопросу о составлении карт динамики рельефа с использованием материалов стереосъемок . . . 4—93
Э. М. Карапетян. Изучение связи между плотностью пород Араратской котловины . . . . . 2—78
Т. Н. Кюрегян, Г. Б. Аракелян. Гидрогеохимические условия выделения окиси четырехвалентного урана из углекислых вод одного из районов Кавказа . . . . . 2—87
Т. Н. Кюрегян. К вопросу о радоновых водах одного из районов Кавказа 4—92
О. Г. Маданян. К вопросу о температуре замерзания включений минералообразующих растворов . . . . . 4—96
Э. Г. Малхасян, З. О. Чибухчян. Субвулканические и интрузивные образования междуречья Агстев-Дебед . . . . . 2—84
Р. А. Мандалян. Верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северо-восточной части Армянской ССР . . . . . 2—80
Р. А. Мандалян. О своеобразном типе оолитов из верхнеюрских отложений Армянской ССР . . . . . 4—94
Г. Б. Межлумян. Об обнаружении апатитоносных амфиболитов на Камакарском железорудном месторождении . . . . . 5—82
Р. С. Минасян. О законе распределения электросопротивлений лавовых образований . . . . . 6—81
Л. В. Оганесян. Распределение меди и свинца в породах Кафанского рудного поля . . . . . 6—72
А. С. Папоян. К палеозоогеографии кораллов Армении в раннекаменноугольное время . . . . . 1—85
Е. В. Самвелян. Рутил в актинолитовых сланцах Арзаканского месторождения титана (Цахкуняцский хребет) . . . . . 1—89
А. С. Сардарян. О некоторых геотектонических факторах, вызывающих изменения гравитационного поля во времени . . . . . 1—93
Г. А. Тунян. О возрасте и соотношении даек диорит-порфиритов и диабаз-порфиритов с медно-молибденовым оруденением на Дастакертском месторождении . . . . . 6—76
И. Г. Хаханов. К вопросу о взаимоотношении ионного стока и взвешенных наносов рек на примере Армянской ССР . . . . . 6—81

РЕЦЕНЗИИ

С. А. Мовсесян и К. А. Карамян. Ценный вклад в историю учения о рудных месторождениях в СССР . . . . . 5—87

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

С. В. Казарян. Письмо в редакцию по поводу статьи М. Л. Лачиняна . 4—103
П. Х. Канканян. Ответ на рецензию В. В. Наседкина и К. М. Сагателяна «О работе П. Х. Канканяна «Перлитовые породы Армянской ССР» . 5—90

РЕФЕРАТЫ

Г. М. Акопян. Интрузивные породы северо-восточной части Армянской ССР 2—91
А. С. Вартанян. Об источниках по истории геологии Армении . . . 6—89
В. В. Товмасян. О структурном контроле оруденения на Ключевском месторождении . . . . . 2—90

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ԴԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ ՏԵՂԵԿԱԳՐԻ XXIII ՀԱՏՈՐԻ ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ

Օ. Ա. Ագեևնիկովա *Սևանա լճի ջրայնության ցիկլային փոփոխությունները* . . 4—73
Ա. Ա. Աբաբեկյան, Վ. Թ. Հակոբյան *Հայկական ՍՍՀ ուշկավճային ամոնիտները* . 5—31
Ա. Զ. Ալբունյան *Շամլուղի հանքավայրի շրջանի ստրատիգրաֆիայի հարցերը և հանքայնացման հեռանկարները* . . . . . 1—25
Պ. Գ. Ալոյան *Ջանգեզուրի 1968 թ. երկրաշարժերի գեոտեկտոնական պայմանները և առաջացման մեխանիզմը* . . . . . 6—49
Պ. Մ. Ասլանյան Unionidae *խմբի նոր տեսակները Հայկական ՍՍՀ հոկտեմբերյանի շերտախմբից* . . . . . 6—3
Ս. Կ. Աւգումանյան *Նոր տվյալներ ՀՍՍՀ հարավ-արևմտյան շրջանի ազաթեր շերտախմբի կալիումաբերության և նրա հեռանկարների մասին* . . . . 2—31
Ա. Ի. Բաղդասարյան *Աշխարհագրական գիտությունների զարգացումը Հայկական ՍՍՀ-ում 50-տարում* . . . . . 5—20
Ա. Հ. Գաբրիելյան, Հ. Գ. Մաղաքյան, Լ. Հ. Վալեսյան *Վ. Ի. Լենինը և ՍՍՀՄ բնական ռեսուրսների ուսումնասիրումը* . . . . . 3—3
Ա. Հ. Գաբրիելյան *Հայաստանի դիրքը ալպիական ծալքավոր մարզի Կովկաս-Անատոլիա-Իրանական հատվածի տեկտոնական կառուցվածքում* . . . 3—11
Ա. Հ. Գաբրիելյան *Հայաստանի երկրաբանությունը 50 տարում* . . . . 5—3
Գ. Ա. Գաբրիելյանց, Լ. Վ. Կալամկարով, Վ. Գ. Կուզնեցով *Նավթագազաբեր կոմպլեքսները, նրանց առանձնացման սկզբունքները և ուսումնասիրման խնդիրները Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայում* . . . . . 6—6
Ս. Ա. Գրիգորյան *Մթնոլորտի թափանցելիության որոշման մեթոդները* . . . 2—66
Ս. Ա. Գրիգորյան *Մթնոլորտի ճնշման դաշտի կանխատեսումը ազդեցության էմպիրիկական ֆունկցիաների մեթոդով* . . . . . 3—83
Ֆ. Ս. Կևորգյան, Դ. Ա. Պողոսյան *Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայի մորֆոմետրիական քարտեզագրման մի քանի սրդյունքների մասին* . . . . . 4—16
Մ. Հ. Դավոյան *Ժամանակակից սառցապատումը Արագածում և ֆիրն-ձյունաբծերի կրճատման պրոցեսը* . . . . . 2—60
Մ. Հ. Դավոյան *Արագածը հասնում է արդյո՞ք կլիմայական ձյան գծի սահմանին* . 6—54
Լ. Ն. Զոհրաբյան *Հայկական լեռնաշխարհի և արևմտյան Ասիայի լեռնածին գոտու նրան կից տերիտորիաների մորֆոստրուկտուրայի մի քանի առանձնահատկությունների մասին* . . . . . 3—42
Ս. Ա. Զոհրաբյան *Ախթալայի հանքավայրում հանքայնացումը վերահսկող գաբրո-դիարազային դայկաների և դեբեդի շերտախմբի փոխհարաբերության մասին* 5—75
Ա. Ե. Իսախանյան *Շամլուղի պղնձահրաքարային հանքավայրի հանքային մարմինների տեղայնացման կառուցվածքային պայմանները* . . . . . 6—45
Վ. Ռ. Իսրաելյան *Թթու կազմի հրաբխային ապարների կառուցվածքի ուսումնասիրության հարցի շուրջը* . . . . . 5—53
Մ. Լ. Լաչինյան *Հայկական ՍՍՀ Ալավերդու շրջանի «քվարցային պորֆիրներ» մասին* 1—3
Է. Խ. Խաչազյան *Կեչուտի լեռնաշղթայի շրջանի արտալիժման կենտրոնները (Հայկական ՍՍՀ)* . . . . . 1—15
Ա. Ի. Կարապետյան *Միներալիզացիայի բազմէտապության մասին* . . . . 1—65
Է. Մ. Կարապետյան *Հոկտեմբերյանի շերտախմբի չորրորդ ենթաշերտախմբի ավազաքարա-ալևրիտային ապարների կուտակողական հնարավորությունները* . 6—19
Ռ. Ա. Հարությունյան *Մեղրու պլուտոնի ոսկու հանքավայրերի և երևակումների գենետիկական տիպերը* . . . . . 4—53
Ռ. Գ. Հարությունյան *Միջին այաքսյան իջվածքի և Ֆոնտանի մինիմումի հարավ-արևմտյան եզրի գեոթերմիկ պայմանները* . . . . . 4—81
Ջ. Ա. Հովհաննիսյան *Արարատյան գոգավորության տեկտոնիկայի մի քանի հարցեր կապված նավթագազաբերության պրոբլեմի հետ* . . . . . 2—3

Յու. Ղ. Ղուկասյան Ախուրյան գետի միջին հոսանքի դոլերիտային բազալտները (Վահրամաբերդ գյուղի շրջակայքը) . . . . . 4—44
Բ. Մ. Մելիխսեթյան Թեժշարի ալկալային կոմպլեքսի փսևդոլեյցիտի և լեյցիտ պարունակող ապարների առաջացման հարցի շուրջը . . . . . 3—61
Ռ. Լ. Մելոնյան Ալավերդու հանքային շրջանի պնոսինկլինալային ինտրուզիվ ֆորմացիաներում լիթիումի, ռուբիդիումի և տալիումի տեղաբաշխման օրինաչափությունները . . . . . 1—33
Ռ. Լ. Մելոնյան, Գ. Մ. Մկրտչյան Պղնձի տեղաբաշխման օրինաչափությունները և մետալոգենիական մասնագիտացման հարցերը Ալավերդու հանքային շրջանի պնոսինկլինային մագմատիկ ֆորմացիաներում . . . . . 2—18
Գ. Մ. Մկրտչյան, Ռ. Լ. Մելոնյան Պղնձի սպեկտրալ դծերի ինտենսիվության վրա ապարների քիմիական կազմի ազդեցությունը և այն վերացնելու ուղիները . 4—58
Ռ. Ս. Մկրտչյան Յրտահարությունների ջերմաստիճանային պայմանները Հայկական ՍՍՀ-ում . . . . . 1—73
Ա. Խ. Մնացականյան Ղափանի անտիկլինորիումի վերին յուրայի-կավճի հրաբխականությունը . . . . . 3—52
Ռ. Շ. Շաֆին, Ա. Լ. Սաճրադյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Ռ. Ի. Խսահակյան Հայկական ՍՍՀ սուլֆիդային միներալների (մոլիբդենիտ, խալկոպիրիտ, պիրիտ) էլեկտրաֆիզիկական պարամետրերի հետազոտությունները . . . . 2—52
Վ. Հ. Պաոոնիկյան Հանքանյութերում և միներալներում էլեմենտների պարունակությունների նորմալ բաշխման մասին . . . . . 1—55
Վ. Հ. Պաոոնիկյան Հայկական ՍՍՀ բազմամետաղային և կապար-ցինկային հանքանյութերի գլխավոր բաղադրամասերի պարունակությունների համահարաբերակցական կապերի մասին . . . . . 5—63
Մ. Ա. Սաթյան Հայոցձորի օֆիոլիտոկլաստային գրաուվակները . . . 5—43
Ռ. Հ. Սարգսյան Ղափանի հանքադաշտում տարբեր հասակի սուբհրաբխային դացիտային քվարցային պորֆիրների մասին . . . . . 2—13
Ռ. Հ. Սարգսյան Ղափանի հանքային դաշտի անդեզիտա-դացիտների (բարաբատումի) գոյացման առանձնահատկությունների մասին . . . . . 6—27
Ռ. Ն. Սոբոլև, Ա. Ա. Պլատնիև Տանտալը, նիոբիումը և հազվագյուտ ալկալիները Սարիսու-Թննիզի չրբաժանի գրանիտոիդների փայլարներում . . . . 4—69
Վ. Ե. Վարդանեսով Ագարակի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի ցրման ներծին եզրապսակները . . . . . 4—33
Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան Լանչերի խորքային սահքի տեսության ներկայիս դրությունը 4—3
Գ. Հ. Փիլյան Բիսմուտի միներալները Հայկական ՍՍՀ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում . . . . . 6—36
Կ. Ա. Քարամյան Հետմագմատիկ պրոցեսների պարբերայնացման հարցի շուրջը . 1—42
Ի. Բ. Օսիպովա Արարատյան գոգավորության սեյսմոերկրաբանական պայմանները և սեյսմոհետախուզական շրջանացումը . . . . . 2—40
Ա. Ս. Ֆարամազյան, Ս. Կ. Կալինին, Ս. Լ. Տերեխովիչ Հայկական ՍՍՀ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում պլատինի խմբի տարրերի գեոքիմիայի հարցի շուրջը 4—25

ԳԻՏԱԿԱՆ ՆՈՏԵՐ

Գ. Բ. Առաքելյան Ցինկի միգրացիայի առանձնահատկությունները հյուսիսային Հայաստանի պղինձ-կոլչեդանային և բազմամետաղային հանքավայրերի հանքաջրերում 4—88
Ա. Ռ. Դավթյան Փամբակի հարթավայրում բրածո կաքնասունների նոր հայտնագործություններ . . . . . 2—75
Դ. Հ. Թունյան Դաստակերտի հանքավայրում դիորիտ-պորֆիրիտային և դիաբազ-պորֆիրիտային դայկաների հասակի և պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման հետ նրանց փոխհարաբերության մասին . . . . . 6—76
Ի. Գ. Եախանով Հայկական ՍՍՀ-ում գետերի իոնային հոսքի և կախույթային չրաբերածոների փոխհարաբերության հարցի շուրջը . . . . . 6—84
Է. Մ. Կարապետյան Արարատյան իջվածքի ապարների խտության և ծակոտկենության կապի ուսումնասիրությունը . . . . . 2—78

Ժ. Մ. Կարապետյան, Վ. Ա. Խոլոդոբան *Ստերեոհանույթային նյութերի օգտագործմամբ ռելիեֆի դինամիկայի քարտեզների կազմման հարցի շուրջը* . . . 4—98
Տ. Ն. Կյուրեղյան, Գ. Բ. Առաքելյան *Կովկասի շրջաններից մեկում քառավալենտ ուրանի օքսիդի անջատման հիդրոգեոքիմիական պայմանները* . . . . 2—87
Տ. Ն. Կյուրեղյան *Կովկասի շրջաններից մեկի ռադոնային ջրերի հարցի շուրջը* . . 4—92
Լ. Վ. Հովհաննիսյան *Պղնձի և կապարի բաշխումը Ղափանի հանքադաշտի ապարներում* 6—72
Հ. Գ. Մադանյան *Միներալ առաջացնող լուծույթների ներփակումների սառեցման ջերմաստիճանի հարցի մասին* . . . . . 4—96
Է. Գ. Մալխասյան, Զ. Հ. Զիբուխչյան *Ազատև-Դնբևդ միջագետքի սուբհրաբխային և ինտրուզիվ գոյացումները* . . . . . 2—84
Ռ. Ա. Մանդալյան *Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևելյան մասի վերին յուրայի հասակի հրաբխակարբոնատային ֆորմացիան* . . . . . 2—80
Ռ. Ա. Մանդալյան *Հայկական ՍՍՀ վերին յուրայի նստվածքներում յուրահատուկ տիպի օոլիտների մասին* . . . . . 4—94
Գ. Բ. Մեժլումյան *Կամաքարի երկաթահանքում ապատիտաբեր ամֆիբոլիտների հայտնաբերման մասին* . . . . . 5—82
Ռ. Ս. Մինասյան *Լավային առաջացումների էլեկտրական դիմադրության բաշխման օրենքի մասին* . . . . . 6—81
Ա. Ս. Պապոյան *Հայկական ՍՍՀ վաղաքարածխային դարաշրջանի կորալների հնեակենդանաաշխարհագրության մասին* . . . . . 1—85
Ե. Ե. Սամվելյան *Ռուտիլը Արզաքանի տիտանի հանքավայրի ակտինոլիտային թերթաքարերում (Ծաղկունյաց լեռնաշղթա)* . . . . . 1—89
Ա. Ս. Սարդարյան *Ժամանակի ընթացքում գրավիտացիոն դաշտի փոփոխություններ առաջացնող որոշ գեոտեկտոնական գործոնների մասին* . . . . 1—93

Դրախոսական

Ս. Հ. Մովսեսյան և Կ. Ա. Քարամյան *Արժեքավոր ավանդ ՍՍՀՄ մետաղային հանքավայրերի տեսության պատմության մեջ* . . . . . 5—87

Քննադատություն և դիսկուսիա

Ս. Վ. Ղազարյան *Նամակ խմբագրությանը Մ. Լ. Լաչինյանի հոդվածի կապակցությամբ* 4—103
Պ. Խ. Քանքանյան *Պատասխան Պ. Խ. Քանքանյանի «Հայկական ՍՍՀ պեոլիտային ապարները» աշխատության վերաբերյալ» Վ. Վ Նասեդկինի և Կ. Մ. Սաղաթելյանի գրախոսականին* . . . . . 5—90

Ռեֆերատներ

Վ. Վ. Թովմասյան *Կլյուչևսկի հանքավայրի հսկող ստրուկտուրաների մասին* . . 2—90
Գ. Մ. Հակոբյան *Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևելյան մասի ինտրուզիվ ապարները* . 2—91
Ա. Ս. Վարդանյան *Հայաստանի հիդրաբանության պատմության սկզբնաղբյուրների մասին* . . . . . 6—89

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ

Технический редактор
Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 03539. Изд. № 3457. Заказ 346. Тираж 965.

Подписано к печати 21/XII 1970 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 6,0+1 вкл. Бум. л. 3,0. Усл. печ. л. 6,58. Уч. изд. лист. 7,0.

Типография Издательства АН Армянской ССР, Ереван, Барекамутян, 24.

НЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 6 том XXIII 1970

СОДЕРЖАНИЕ

П. М. Асланян. Новые виды Unionidae из октемберянской свиты Армянской ССР 3
Г. А. Габриэлянц, Л. В. Каламкаров, В. Г. Кузнецов. Нефтегазоносные комплексы, принципы их выделения и задачи изучения на территории Армянской ССР 8
Э. М. Карапетян. Аккумулирующие возможности песчано-алевритовых пород четвертой подсвиты октемберянской свиты 19
Р. А Саркисян. Об особенностях формирования кварцевых андезито-дацитов (барабатумских) Кафанского рудного поля 27
Г. О. Пиджян. Минералы висмута в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР 36
А. Е. Исаханян. Структурные условия локализации рудных тел на Шамлугском медноколчеданном месторождении 45
П. Г. Алоян. Геотектонические условия и механизм возникновения зангезурских землетрясений 1968 года 54
М. О. Давоян. Заходит ли Арагац за уровень снеговой климатической линии? 65

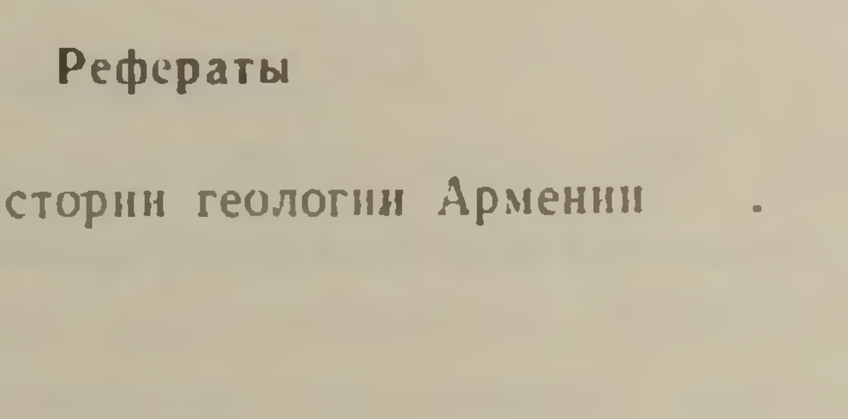
Научные заметки

Л. В. Оганесян. Распределение меди и свинца в породах Кафанского рудного поля 72
Г. А. Тунян. О возрасте и соотношении даек диорит-порфиритов и диабаз-порфиритов с медно-молибденовым оруденением на Дастакертском месторождении 76
Р. С. Минасян. О законе распределения электросопротивлений лавовых образований 81
И. Г. Хаханов. К вопросу о взаимоотношении ионного стока и взвешенных наносов рек на примере Армянской ССР 84

Рефераты

А. С. Вартанян. Об источниках по истории геологии Армении 89

-1224



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 6 հատոր XXIII 1970

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Պ. Մ. Ասլանյան. Unionidae *խմբի նոր տեսակները Հայկական ՍՍՀ հոկտեմբերյանի շերտախմբից* 3
Գ. Ա. Գաբրիելյանց, Լ. Վ. Կալամկարով, Վ. Գ. Կուզնեցով. *Նավթագազաբեր կոմպլեքսները, նրանց առանձնացման սկզբունքները և ուսումնասիրման խնդիրները Հայկական ՍՍՀ տերիտորիայում* 8
Է. Մ. Կարապետյան. *Հոկտեմբերյանի շերտախմբի չորրորդ ենթաշերտախմբի ավազաքարալևրիտային ապարների կոտակողական հնարավորությունները* . . . 19
Ռ. Հ. Սարգսյան. *Ղափանի հանքային դաշտի անդեզիտա-դացիտների (բարաբատումի) գոյացման առանձնահատկությունների մասին* 27
Գ. Հ. Փիջյան. *Բխամուտի մինևրալները Հայկական ՍՍՀ պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերում* 36
Ա. Ն. Խաչիանյան. *Շամլուղի պղնձահրաքարային հանքավայրի հանքային մարմինների տեղայնացման կառուցվածքային պայմանները* 45
Պ. Դ. Ալոյան. *Ջանգեղուրի 1968 թ. երկրաշարժերի գեոտեկտոնական պայմանները և առաջացման մեխանիզմը* 54
Մ. Հ. Դավոյան. *Արագածը հասնում է արդյո՞ք կլիմայական ձյուն գծի սահմանին* . 65

ԴԻՏԱԿԱՆ ՆՈՏԵՐ

Լ. Վ. Հովհաննեսյան. *Պղնձի և կապարի բաշխումը Ղափանի հանքադաշտի ապարներում* 72
Գ. Հ. Թունյան. *Դաստակերտի հանրավայրում դիորիտ-պորֆիրիտային և դիաբազ-պորֆիրիտային դայկաների հասակի և պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացման հետ նրանց փոխհարաբերության մասին* 76
Ռ. Ս. Մինասյան. *Լավային առաջացումների էլեկտրական դիմադրության բաշխման օրենքի մասին* 81
Ի. Գ. Խախանով. *Հայկական ՍՍՀ-ում գետերի իոնային հոսքի և կախույթային ջրաբերածների փոխհարաբերության հարցի շուրջը* 84

ՌԻՖԵՐԱՏՆԵՐ

Ա. Ս. Վարդանյան. *Հայաստանի երկրաբանության պատմության սկզբնաղբյուրների մասին* 89