

ՀԱՍՏ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԴԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Ֆարամազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а.

СОДЕРЖАНИЕ

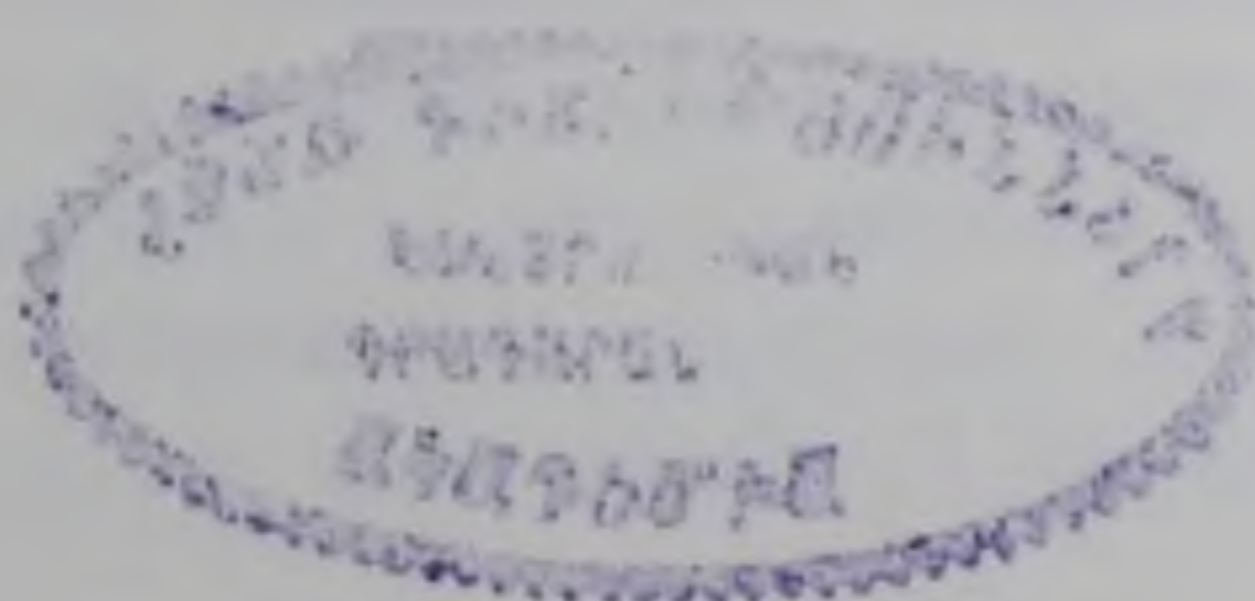
Г. П. Тамразян. Периодичность и прогноз лунотрясений	3
Г. Р. Мкртчян. К стратиграфии разданской толщи	11
Р. А. Саркисян. Закономерности формирования рудовмещающих структур Ка- фанского рудного поля	18
Э. С. Халатян. К вопросу об источниках лития, рубидия и цезия в термальных водах	29
Г. М. Бабурян, А. А. Халатян. Перспективы Гехинского рудного узла по геофи- зическим данным	33
Н. К. Карапетян. Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизм их возникновения	42
М. П. Волярович, Г. Ш. Шагинян, Е. И. Баян. Плотность и скоростные ха- рактеристики андезитовых пород Армении при высоких давлениях	50
В. Б. Гамоян, С. С. Казарян, Г. В. Арутюнян. Электрическое поле однородно заряженной разветвленной вертикально расположенной пластинки прямо- угольной формы	58

Краткие сообщения

Г. А. Саркисян. Зональные дайки лампрофиров Азатекского золото-сурьмяного месторождения	64
И. Г. Хаханов. Концентрация органического вещества в водах озер Севан и Арпи	72
Р. С. Минасян. Строение рельефа регионального водоупора и распределение подземного стока восточной части массива горы Арагац (по данным гео- физических исследований)	75
Л. А. Ахвердян, Ц. Г. Акопян. Магнитотеллурические исследования в районе Армянской атомной электростанции	82
Г. Б. Григорян. Ландшафтные аспекты рекультивации земель (на примере Ар- мянской ССР)	87
Ж. М. Карапетян. О некоторых вопросах географического прогнозирования ди- намике геоконплексов и разработки типологических схем для охраны при- роды	93

Научная хроника

Ю. В. Саядян. Международная конференция «Геология голоцена и проблемы окружающей среды»	97
--	----



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

№ 3

Հատոր XXX

1977

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Գ. Պ. Թամրազյան. Հուսնաշարժերի պարբերականությունը և կանխատեսումը	3
Հ. Ռ. Մկրտչյան. Հրազդանի հաստվածքի շերտագրության հարցի շուրջը	11
Ի. Հ. Սարգսյան. Ղափանի հանքադաշտի հանքադրոնակող ստրուկտուրաների ձևավորման օրինաչափությունները	18
Է. Ս. Խալաթյան. Թերմալ ջրերում լիթիումի, ռութիլիումի և ցեդիումի աղբյուրի հարցի շուրջը	29
Գ. Մ. Բաբուրյան, Ա. Ա. Խալաթյան. Գեղիի հանքային հանգույցի հեռանկարները գեոֆիզիկական տվյալներով	33
Ն. Կ. Կարապետյան. Հայաստանի երկրաշարժերի օջախների լարված վիճակը և նրանց առաջացման մեխանիզմը	42
Մ. Պ. Վոլաբուլիչ, Գ. Ն. Շահինյան, Ե. Ի. Բալուկ. Հայաստանի անդեզիտային ապարների խտությունը և արագությունների բնութագրումը բարձր ճնշման պայմաններում	50
Վ. Բ. Դամոյան, Ս. Ս. Ղազարյան, Հ. Վ. Հաբուրյունյան. Համասեռ լիցքավորված, ճյուղավորված, ուղղաձիգ տեղադրված ուղղանկյուն ձևի թերթիկի էլեկտրական դաշտը	58

Համառոտ հաղորդումներ

Հ. Հ. Սարգսյան. Ազատեկի ոսկի-ծարիրային հանքավայրի լամպրոֆիրների զոնալ դասկաները	51
Է. Գ. Խախումով. Օրդանական նյութի կոնցենտրացիան Սևանա և Արփա լճերի ջրերում	72
Ռ. Ս. Մինասյան. Արագած լեռան արևելյան լանջի ռեզիոնալ ջրամբժ շերտի ռելիեֆի կառուցվածքը և ստորերկրյա հոսքի բաշխումը (գեոֆիզիկական տվյալներով)	75
Լ. Ա. Հախվերդյան, Ց. Գ. Հակոբյան. Մագնիսատելլուրային ուսումնասիրությունները Հայկական ատոմային էլեկտրակայանի շրջանում	82
Գ. Բ. Գրիգորյան. Հողերի ռեկուլտիվացիայի լանդշաֆտային ասպեկտները	87
Ժ. Մ. Կարապետյան. Գեոկոմպլեքսների դինամիկայի կանխատեսման և միջավայրի պահպանման համար տիպոլոգիական միջոցառումների մշակման մի քանի հարցերի մասին	93

Գիտական խոսնիկա

Յու. Վ. Սայադյան. «Հողոցենի երկրաբանությունը և շրջապատող միջավայրի պրոբլեմները» միջազգային գիտաժողովը	97
---	----

УДК 550.34(100)

Г. П. ТАМРАЗЯН

ПЕРИОДИЧНОСТЬ И ПРОГНОЗ ЛУНОТЯСЕНИЙ

Закономерности лунотрясений, как оказалось, имеют космическую природу, будучи связаны с приливообразующими и другими космическими воздействиями. Еще до изучения лунотрясений не одно поколение исследователей пыталось выявить аналогичные закономерности в отношении землетрясений, но это обычно сталкивалось с чрезвычайно большими трудностями, что связано с значительной тектонической активностью Земли, подавляющей и маскирующей влияние космических воздействий на землетрясения. Поэтому прежде, чем рассматривать лунотрясения, представляется полезным вначале кратко упомянуть о некоторых этапах в изучении влияния космических воздействий на землетрясения.

1. Предыстория изучения лунотрясений

Уже давно отмечалось, что на землетрясениях нередко оказывается воздействие гравитационных полей ближайших небесных тел, что лунно-солнечные приливы могут играть роль спусковых механизмов в высвобождении сейсмической энергии Земли. Эти представления широко были развиты, в частности, автором этих строк и результаты были опубликованы в 1955—1974 гг. как в СССР, так и за рубежом. Были выявлены закономерные особенности в выделении сейсмической энергии недр Земли: полумесячные, месячные, полугодовые и другие циклы усиления сейсмической активности недр.

Необходимо подчеркнуть, что если раньше влияние приливообразующих сил усматривалось в изменении частоты землетрясений обычно только на 5—15%, то автором этих строк впервые в мировой науке была разработана подробная теория этого вопроса и показано, что «частота землетрясений в связи с приливообразующими силами изменяется именно в пределах многих десятков и сотен процентов и в этом одно из того нового, что внесено в последнее десятилетие в воззрение о связи землетрясений с космическими воздействиями. Это показано в отношении нормальных, промежуточных и глубокофокусных землетрясений за длительный период наблюдений по материалам многих регионов мира» [5]. В этой же работе отмечен ряд закономерных особенностей в высвобождении сейсмической энергии в зависимости от приливообразующих усилий. Так, например, было указано «на усиление частоты землетрясений в зонах перигейного и апогейного отрезков лунной орбиты, причем роль перигея по сравнению с апогеем более значительна» [5].

Теоретический анализ действия приливообразующих сил на усиление сейсмической активности и возникновение наибольшего количества землетрясений в зависимости от упругих приливов привел нас еще в 1956 г. к выводу о том, что должны отмечаться и отмечаются «двухнедельные, месячные и почти полугодовые (около 7 месяцев) максимумы приливообразующих сил (ускорений), которым будет отвечать усиление сейсмической активности недр» [2]. Эти результаты были получены для тектонически активной Земли, для которой движущие силы механизма землетрясений весьма трудно поддаются конкретному познанию, будучи связаны с чрезвычайно сложными и разнохарактерными факторами саморазвития планеты. В связи с этим в 1966 г. нами указывалось: «На большом фактическом материале (как по макросейсмическим, так и по инструментальным данным) выявляется безусловная и резко выраженная связь частоты землетрясений с вариациями приливообразующих усилий. Однако эта связь сложная и многообразная» [5].

Упомянутые выше особенности и закономерности в периодичности приливообразующих воздействий как бы подготовили теоретическую основу для выявления периодичности лунотрясений, связанной с теми же однородными факторами, главным образом гравитационного генезиса.

2. Первые представления о лунотрясениях

На основе теоретических исследований по выявлению закономерного воздействия приливообразующих сил основных для нас небесных тел (Земля, Луна, Солнце) на сейсмичность их (Земли, Луны) автор этих строк еще в 1966 г. в Международном журнале по Солнечной системе (США) обосновал теоретическое представление о лунотрясениях, связанных с приливообразующими силами, подчеркнув, что эти лунотрясения в еще большей степени, чем землетрясения, связаны с приливообразующей периодичностью. Тогда было отмечено: «Возможно происходящие сейсмические толчки на Луне (лунотрясения), вероятно, также связаны, причем в еще большей мере, с приливообразующими силами, в особенности с теми, которые обусловлены воздействием Земли» [5].

Нами подчеркивалось особенно большое значение поля тяготения Земли для лунотрясений, потому что приливообразующая сила Солнца в 177 раз меньше приливообразующей силы Земли на расстоянии Луны. И поэтому основным приливообразующим телом для Луны является Земля. Для сравнения отметим, что приливообразующая сила Солнца лишь только в 2,2 раза меньше приливообразующей силы Луны на расстоянии Земли и поэтому для сейсмичности Земли влияние Луны и Солнца представляет величины одного порядка (лишь только в 2,2 раза одно тело влияет больше другого).

Итак, закономерности периодического усиления лунотрясений должны сводиться к закономерному влиянию Земли и Солнца. Теоретически выведенные закономерности сейсмической активности в связи с при-

ливообразующими силами (явлениями), примененные вначале к Земле, впоследствии были перенесены на сейсмическую активность Луны (при подчеркивании доминирующей роли Земли), что подтверждается американскими лунными сейсмическими экспедициями.

В следующем разделе рассмотрены подробно основные закономерности лунотрясений. Пока же необходимо отметить, что лунотрясения начали изучать только после посадки американских астронавтов на Луну и установки там сейсмических станций экипажами космических кораблей «Аполлон»—12, 14, 15, 16. Даты установки этих сейсмических станций: 19 ноября 1969 г., 5 февраля 1971 г., 31 июля 1971 г. и 21 апреля 1972 г.¹.

Американские результаты по изучению сейсмичности Луны являются более всего техническими достижениями, полностью и блестяще подтвердившими ранее обоснованную советской наукой теорию о глобальной сейсмичности небесных тел (Земли, Луны, Марса) в связи с космическими воздействиями.

3. Периодичность лунотрясений

На Луне выявлены лунотрясения четырех категорий: многочисленные глубокофокусные лунотрясения, слабые лунотрясения терминальной природы, коррелируемые с восходом и заходом Солнца (т. е. связанные с температурным циклом лунной поверхности), редкие высокочастотные сигналы, связанные с поверхностными лунотрясениями, и сигналы, связанные с падением метеоритов [1, 4]. Из всех этих лунотрясений основными считаются многочисленные глубокофокусные толчки, зарегистрированное число коих превышает несколько тысяч.

Выявлены три периодичности лунотрясений (месячная, 206-дневная и полумесячная), имеющие приливную природу.

Уже в первый год наблюдений выявилась приуроченность 80% всех толчков во времени к моменту перигея. Около 85% сейсмической энергии Луны освобождается в интервале от 4 дней до и 3 дня после перигея. Это хорошо видно на рис. 1. Лунотрясения подчиняются строгой периодичности, приурочиваясь к перигейным интервалам (ко времени прохождения Луной перигея своей орбиты). Месячный интервал, длительностью немногим больше 27 дней,—это главная и наиболее четкая закономерность значительных глубокофокусных лунотрясений приливного генезиса.

Вторая закономерность лунотрясений—это систематическое увеличение и убывание интервалов времени между лунотрясениями и последующим прохождением Луной перигея своей орбиты (рис. 1, середина).

¹ Сейсмическая станция «Аполлон-11», установленная 21 июля 1969 г. при первом прилете человека на Луну и питавшаяся от солнечных батарей, могла работать только в течение лунного дня и перестала действовать после первого же ночного времени; поэтому она обычно не принимается в расчет при изучении лунотрясений.

Эта особенность связана, главным образом, с неравномерностью движения линии апсид, вследствие чего продолжительность аномалистического месяца колеблется весьма значительно (между 25 и 29 днями).

На рис. 1 (внизу) показано изменение интервала времени между моментом апогея и последующего перигея. Как видно из рисунка, с этим изменением интервала времени между апогеем и перигеем хорошо и однозначно коррелируется интервал времени между перигеем и временем лунотрясений (рис. 1, середина). Говоря проще, с увеличением продолжительности аномалистического месяца увеличивается интервал времени между лунотрясениями и последующим прохождением Луны через перигей; одновременно увеличивается и количество лунотрясений. Поскольку лунотрясения имеют месячную периодичность и свя-

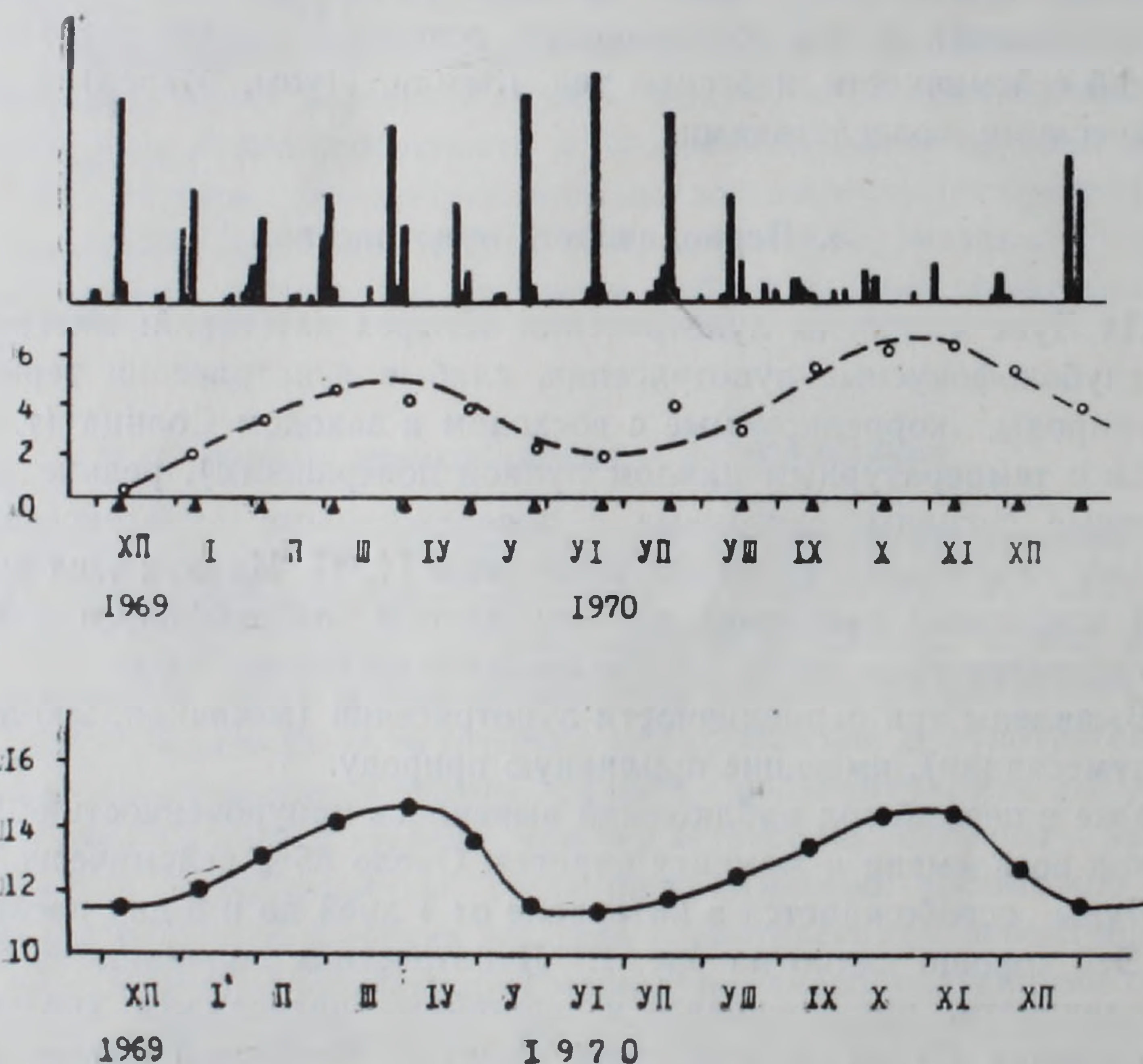


Рис. 1. Периодичность лунотрясений и некоторые астрономические данные. Вверху — выделение относительной сейсмической энергии во времени, отмеченное на станции «Аполлон-12» по двухдневным интервалам (в течение декабря 1969 г.—декабря 1970 г.), в середине — интервал времени между моментом перигея и моментом происшедших до этого лунотрясений, наблюдавшихся каждый месяц (время каждого перигея показано треугольником), по [4]. Внизу — число дней после апогея и до следующего перигея.

заны с вариациями гравитационного поля вблизи Луны, то за начало отсчета времени накопления напряжений в недрах лучше принять время апогея, когда приливы наименьшие. Тогда оказывается, что лунотрясения происходят через 11—11,5 дней после прохождения Луны через апогей. Оставшийся после этих 11—11,5 дней интервал времени

как раз очерчивается кривыми на рис. 1. Верхние отрезки ординат этих кривых (выше ординаты, отвечающей 11—11,5 дням) указывают на количество дней пути Луны после лунотрясений и до перигея.

Таким образом, недра Луны (недра каждой сейсмической области) в течение длительного времени выработали закономерный ритм накопления напряжений, которые реализуются в лунотрясениях, причем эта реализация происходит при усилении приливов по мере приближения к перигею.

Солнце, являясь слабым приливообразующим телом (по сравнению с Землей), в то же время вызывает возмущения лунной орбиты, влияя на положение линии апсид и на ее эксцентриситет. Это влияние Солнца имеет период почти семь месяцев (206 дней) и отвечает времени совпадения линии сизигий и линии апсид. При таком совпадении перигей лунной орбиты находится особенно близко к Земле, вследствие чего приливное влияние последней на Луну возрастает. Это четко видно на рис. 2, где показано изменение видимого радиуса Луны (что соответствует изменению расстояния от Луны до Земли). Поскольку в перигее приливообразующая сила при экстремальных значениях почти в 1,5 раза (на 48,5%) больше, чем в апогее, то 206-дневная периодичность также отражается в лунотрясениях, хотя последние больше следуют продолжительности интервала времени между моментом апогея и последующего перигея; все они одного генезиса и одной продолжительности.

Важное значение в усилении лунотрясений имеют динамические особенности в движении Луны в своей орбите. Движение Луны ускоряется за промежуток времени между первой четвертью и полнолунием и между последней четвертью и новолунием. В сизигиях наблюдается постепенное накопление увеличения скорости, которое на последующих участках орбиты Луны уменьшается. Лунотрясения должны усиливаться и усиливаются при увеличении скорости движения Луны в орбите между первой четвертью лунных фаз и полнолунием и, далее, между последней четвертью лунных фаз и новолунием. Это обуславливает полумесячную периодичность, размазанную на фоне главной месячной периодичности, обуславливаемой положением перигея лунной орбиты.

Поскольку приливы в Луне, вызываемые Солнцем, по сравнению с приливами, вызываемыми Землей, весьма незначительны, то лунные фазы почти не имеют непосредственного значения для лунотрясений. Однако ускорение движения Луны на участках ее орбиты между зонами квадратур и зонами сизигий (от первой четверти лунных фаз до полнолуния и от последней четверти до новолуния) имеет важное значение в освобождении сейсмической энергии Луны.

Если с эпохами этих ускорений совпадает еще и время прохождения Луной перигейного интервала своей орбиты, то лунотрясения особенно значительны (по числу и интенсивности).

Таким образом, если перигей лунной орбиты находится в какой-либо одной из двух зон между четвертями лунных фаз и сизигиями, то лу-

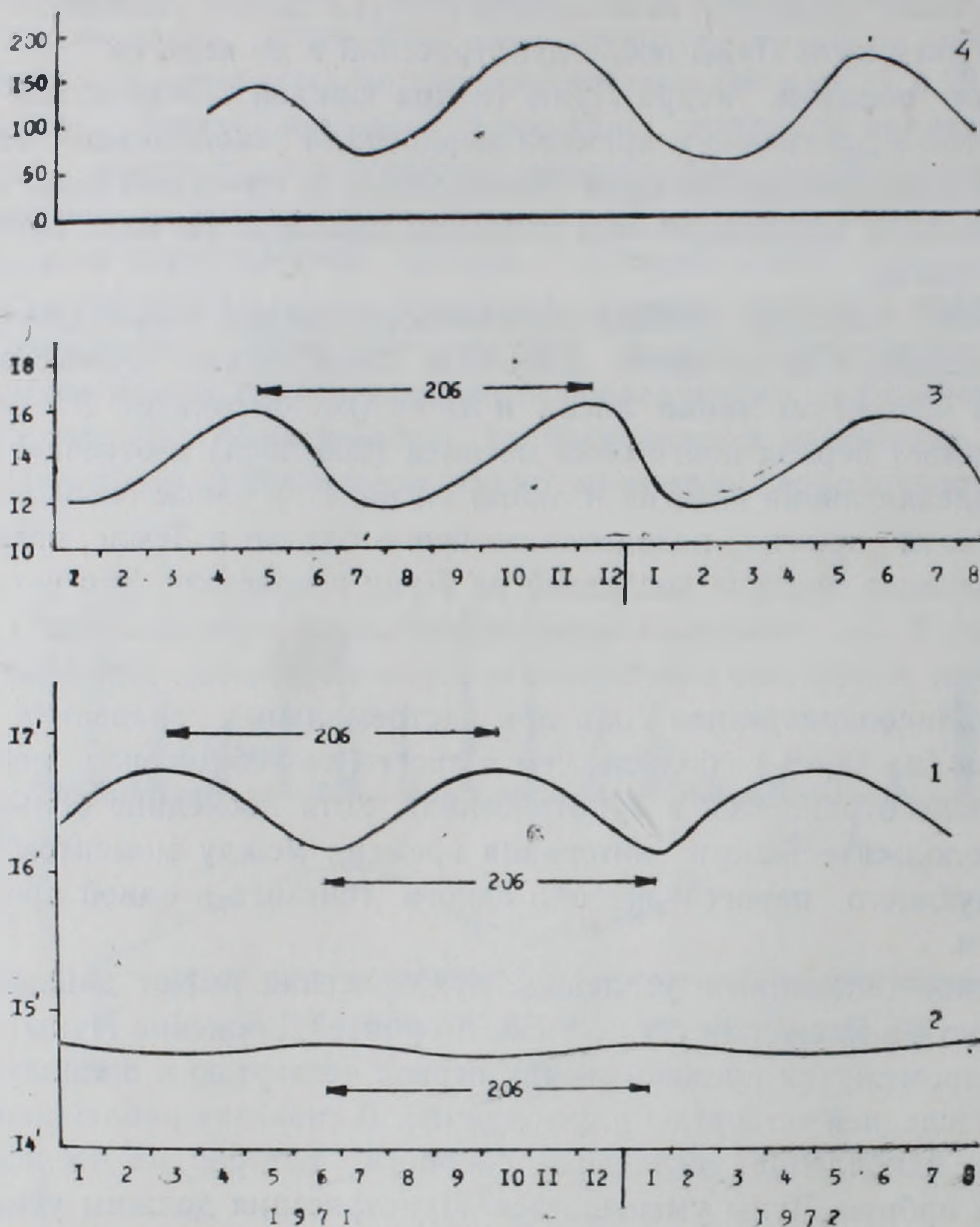


Рис 2. Видимый радиус Луны в перигее (1) и апогее (2) в угловых минутах, число дней между временем апогея и последующего перигея (3) и число лунотрясений (в месяц), зарегистрированных станцией «Аполлон-14» (кривая 4). Четко выделяется почти семимесячная периодичность (206-дневная периодичность).

лунотрясения возрастают. Примерно через полумесячный аномалистический интервал (через 12—16 дней) Луна оказывается в другой зоне между четвертями лунных фаз и другим сизигмием, где движение Луны вновь ускоряется и соответственно усиливаются лунотрясения и где Луна оказывается уже в апогейной части своей орбиты. Однако здесь апогей лунной орбиты сам по себе не имеет какого либо положительного значения, а значение имеет только увеличение скорости движения Луны в своей орбите от квадратурного положения (от первой и последней четвертей лунных фаз) к сизигийному (полнолуние, новолуние).

Остановимся еще на вопросе о глубине очагов приливных лунотрясений. После установки третьей станции «Аполлон-15» 31 июля 1971 г. были определены глубины очагов лунотрясений. Все приливные лунотрясения имеют очаги на глубине 600—800 км.

В 1966 г., еще за 5 лет до появления возможности определить на основе данных лунных сейсмических станций (1971 г.) глубины очагов лунотрясений, впервые, на основе теоретических данных, автор этих строк пришел к выводу о том, что на Луне «наиболее существенными сейсмическими разделами (зонами) являются нижняя часть лунной коры и низы лунной оболочки» [6]. В той же работе отмечено, что очаги глубокофокусных лунотрясений располагаются на глубинах 500—850 км. «Во всяком случае,—отмечалось нами,— глубины 500—850 км—

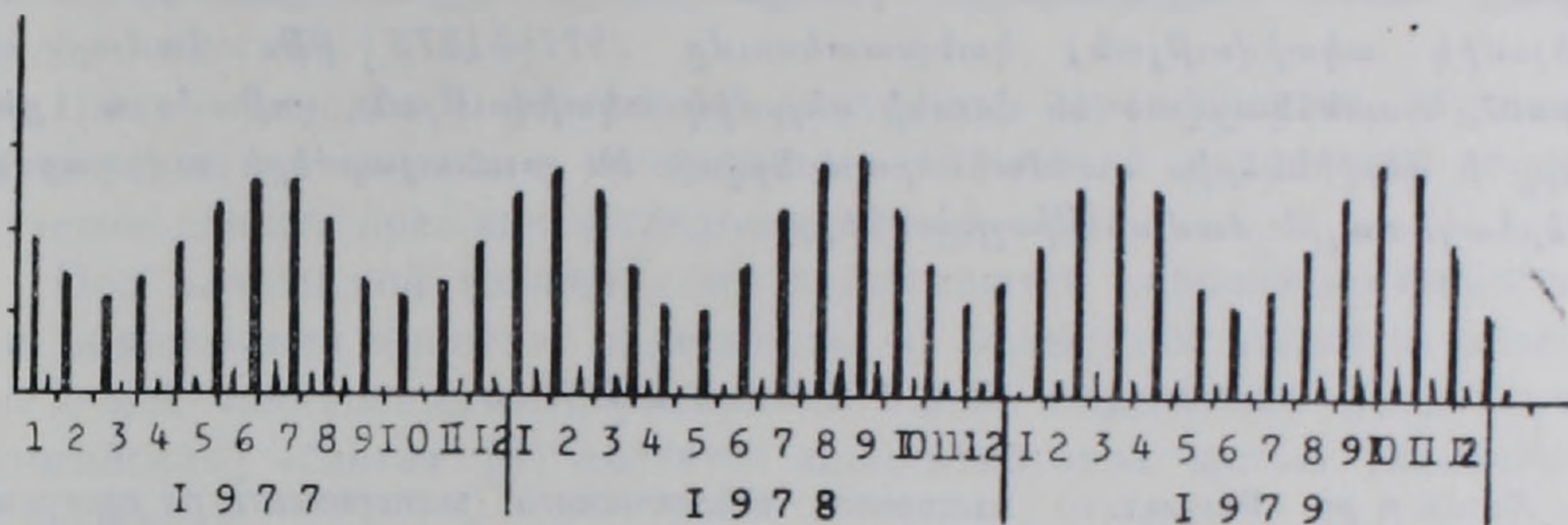


Рис. 3. Прогноз сейсмической активности Луны на 1977—1979 гг. Выделяются 206-дневные циклы лунотрясений, очерчиваемые высокими утолщенными линиями. Месячные циклы лунотрясений (перигейные эпохи) показаны отдельными утолщенными линиями. Возможные толчки, приходящиеся на полумесячные апогейные эпохи, показаны вертикальными мелкими штрихами.

это один из возможных существенных сейсмических разделов (зон) Луны» [6]. Как ни парадоксально, именно на этих глубинах (600—800 км) оказались очаги глубокофокусных лунотрясений, выявленных сейсмическими экспериментами Аполло [1, 4].

4. Прогноз лунотрясений

Вышеприведенные соотношения позволяют, на основе учета астрономических данных, наметить прогнозную кривую усиления и ослабления сейсмичности Луны на длительный период (на многие годы). На рис. 3 приведен прогноз лунотрясений в течение 1977—1979 гг. Выявляются почти семимесячные (206-дневные) циклы усиления сейсмической активности Луны и внутри них указаны перигейные эпохи увеличения лунотрясений, а также эпохи увеличения лунотрясений при перемещении Луны из квадратурных фаз к ее сизигийным фазам.

Գ. Պ. ԹԱՄՐԱԶՅԱՆ

ԼՈՒՍՆԱՇԱՐԺԵՐԻ ՊԱՐԲԵՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԿԱՆԵԱՏԵՍՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Լուսնային սեյսմիկ փորձարկման տվյալների վերլուծությունը բացահայտել է երեք պարբերականություն (ամսական, 206-օրյա և կեսամսյա), որոնք ունեն մակրնթացային բնույթ: Բերված է լուսնաշարժերի (լուսնի սեյսմիկ ակտիվության) կանխատեսումը 1977—1979 թթ. համար. ընդ որում, առանձնացված են լուսնի սեյսմիկ ակտիվության յոթամսյա ցիկլերը և վերջիններիս սահմաններում նշված են լուսնաշարժերի ուժեղացման մերձակետային ժամանակաշրջանները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Латем и др. Результаты пассивного сейсмического эксперимента по программе «Аполлон». Сб. «Космохимия Луны и планет». «Наука», 1975.
2. Тамразян Г. П. О сейсмической активности северо-западного обрамления Тихого океана. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1958.
3. Тамразян Г. П. Промежуточные и глубокофокусные землетрясения в связи с космическими условиями Земли. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1959.
4. Lathan et al. Moonquakes. Science, vol. 174, № 4010, 1971, p. 687—692.
5. Tamrazyan G. P. Tide-forming forces and earthquakes. International Journal of the Solar System (U. S. A.). Vol. 7, № 1, 1967, p. 59—65.
6. Tamrazyan G. P. Some sketches on the structure of the Earth, Moon and Mars. Journal of the International Lunar Society (England). Vol. 3, № 4, 1967, p. 72—84.

УДК 551.782.12.13

Г. Р. МКРТЧЯН

К СТРАТИГРАФИИ РАЗДАНСКОЙ ТОЛЩИ

Разданская толща является одним из основных компонентов орогенного комплекса Армении и развита в пределах неогенового наложенного прогиба [1, 3, 8].

Ниже приводятся некоторые результаты комплексного изучения скважинных материалов и естественных обнажений разданской толщи с учетом данных прежних исследователей [1—12].

Под разданской толщей нами принимаются карбонатно-терригенные образования миоцена, залегающие на соленосной толще и связанные с ней постепенными переходами. Ранее выделенная разданская (зангийская) «свита» [9] является лишь некоторой частью указанных образований.

Разданская толща наиболее полно представлена на Кармрашенском участке (рис. 1, табл. 1). Максимальная мощность ее около 960 м.

Изучаемая толща нами подразделяется на 8 горизонтов с соответствующим выделением маркирующих поверхностей и реперов. Ранее выделенные фаунистические «подсвиты» [9] не выдержаны на всей площади развития указанных отложений. Границы горизонтов уточнялись двумя методами [2].

Наряду со многими общими чертами выделенные горизонты имеют самостоятельные литологическую, минералогическую, палеонтологическую и каротажную характеристики (рис. 1, табл. 1, 2).

Первый горизонт (снизу вверх) налегает на образования различных возрастов—от эопалеозоя до среднего миоцена (соленосная толща). На кривой каротажа сопротивления (КС) первый горизонт выражается средними величинами кажущегося удельного сопротивления (ρ_s) в 4 ом. В нижней части горизонта каротажной кривой выделяется несколько отрезков с более высокими значениями сопротивления. Ширина и амплитуда указанных аномалий вверх по разрезу уменьшаются. Кривая естественной скважинной поляризации (ПС) имеет неспокойный характер. На кривой ПС выделяются хорошо выраженные отдельные минимумы, достигающие до 25 мВ. Самые большие амплитуды ПС наблюдаются у песчаников и песчаных известняков. В верхней части горизонта выделяется пачка глины, мощностью до 10 м, со значениями кривой сопротивления в 2 ом, ограниченная более высокоамплитудными срезами, соответствующими карбонатным породам. По всему простиранию данного горизонта указанная пачка сохраняет основные черты конфигурации ρ_s и ПС и выделяется как репер № 1 (рис. 1). В палеонтологическом отношении для этого горизонта характерны угнетенные формы фауны (табл. 2).

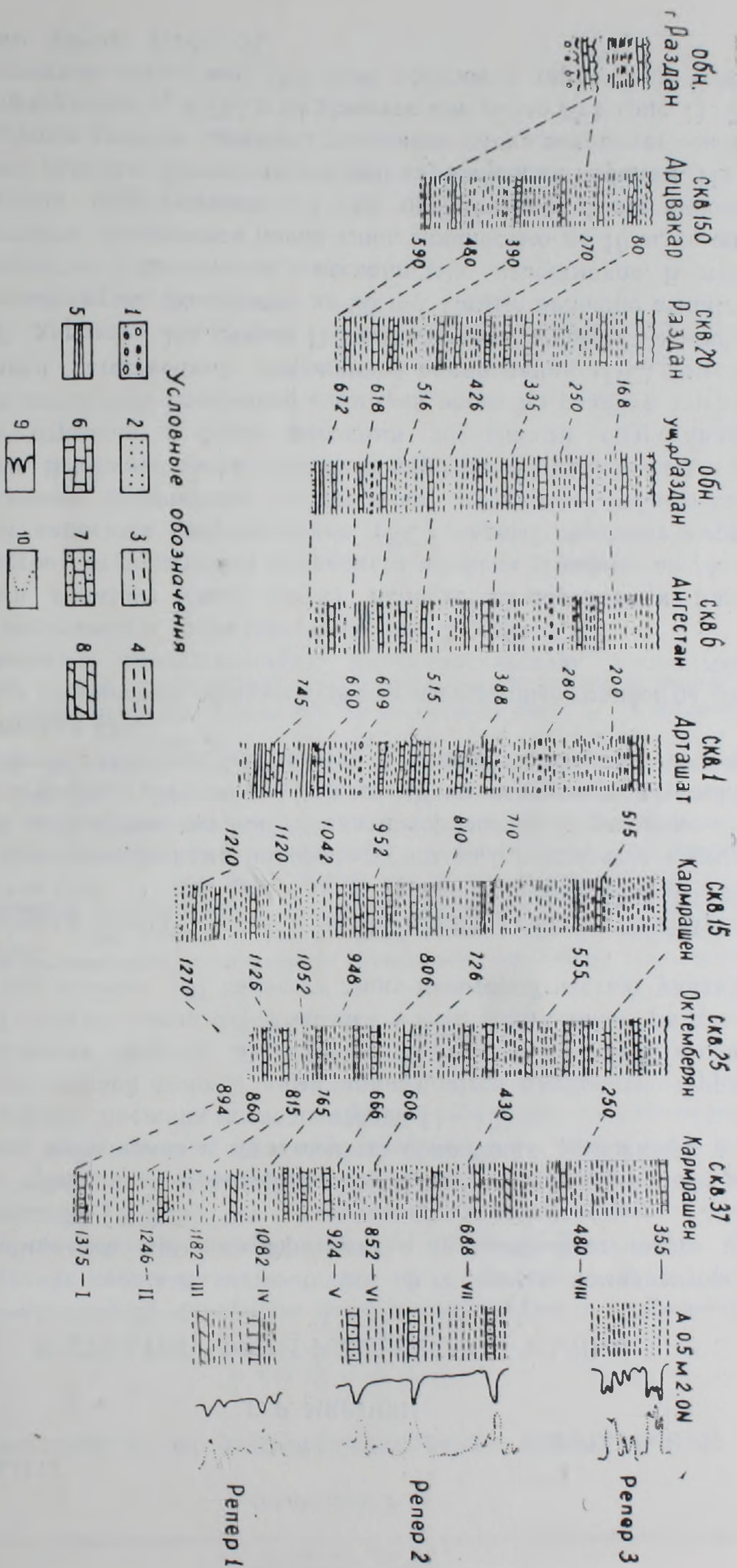


Рис. 1. Схема сопоставления основных разрезов и реперов разданской толши 1. Гравелиты и конгломераты. 2. Песчаники. 3. Алевролиты. 4. Глины. 5. Рассланцованные глины и горючие сланцы. 6. Известняки. 7. Песчанистые карбонаты. 8. Мергели. 9. Кривая КС. 10. Кривая ПС.

Таблица 1

Таблица сопоставления горизонтов и реперов разданской толщи

Наименование скважин	Мощность горизонтов и реперов разданской толщи по скважинам (м)										
	г о р и з о н т ы								р е п е р ы		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	1	2	3
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1 Раздан	700—624	624—565	565—450	450—310	310—230	230—187			624—631	310—378	195—220
2 "	700—615	615—553	553—494	494—345	345—250	250—150	150—		617—626	345—425	215—240
3 "	720—630	630—570	570—480	480—372	372—300	300—220	220—120	120—72	632—640	372—432	255—285
4 "	228—105	105—50							108—116		
5 *	330—200	200—145	145—70						203—210		
6 "	553—438	438—370	370—280	280—190	190—73				439—450	190—256	
8 "	—460	460—388	388—305	305—200	200—137				461—470	200—282	
9 "	—442	442—380	380—296	296—180	180—115	115—38			446—452	180—272	85—110
11 "	—296	296—240	240—160	160—85					298—304		
13 "	395—295	295—240	240—156						299—308		
15 "	340—264	264—288	288—						265—271		
17 "	—418	418—360	360—269						418—427		
20 "	—672	672—618	618—516	516—426	426—335	335—250	250—168	168—120	673—681	426—491	298—324
30 Фонтан	710—625	625—560	560—467	467—365	365—280	280—205	205—110		628—637	365—433	246—270
33 Арамус	945—850	850—785	785—700	700—580	580—490				852—860	580—662	
50 "				840—740	740—640	640—555	555—526			740—802	602—626
51 "	535—455	455—396	396—306	306—224					458—465		
100 Абовян			560—496	496—385	385—300	300—220	220—120	120—87		385—455	265—288
104 "	460—364	364—312							365—371		
109 "	460—323	322—271	271—165						325—333		
112 "	410—333	333—273	273—167						335—342		
1 оп. Аван	—230	230—175							228—237		

1	2	3	4	5
2 Масис		370—335	335—270	270
3 Зейва	610—515	515—460		
5 Маркара	—436	436—373		
67 Беркашат	760—700	700—630	630—540	540—397
6 Айгестан	745—660	660—600	600—515	515—388
11 Мхчян	—1336	1336—1270	1270—1186	570—410
1 Агташат	1210—1120	1120—1042	1042—952	952—810
250 Октемберян	894—860	860—815	815—765	765—666
4 Лукашнн	2020—1820	1820—1733	1420—1314	1314—1160
15 Кармрашен	1270—1126	1126—1052	1052—948	948—806
28 .	1141	1141—1075	1075—950	950—781
29 .			—1040	1040—875
30 .		—1340	1340—1210	1210—1044
31 .	1410—1268	1268—1170	1170—1070	1070—880
37 .	1375—1246	1246—1182	1182—1082	1082—924
38 .			765	765—604
150 Арцвакар	590—480	480—390	390—270	270—80

6	7	8	9	10	11	12
				517—525		
				438—447		
397—350	350—240			702—714	397—475	311—330
388—280	280—200	200—130		662—672	388—430	234—255
410—305	305—120	120—		1340—1352	410—490	228—250
810—710	710—515	515—		1121—1133	810—888	630—660
666—606	606—430	430—250	250—152	865—872	666—762	574—590
1160—1080	1080—910	910—720	720—502	1821—1834	1160—1260	990—1022
806—726	726—555	555—		1130—1140	806—886	650—680
781—715	715—542	542—350	350—220	1123—1134	781—869	640—670
875—790	790—640	640—450	450—		875—950	717—745
1044—972	972—790	790—605	605—		1044—1130	910—935
880—788	788—614	614—468		1968—1276	880—950	675—700
924—852	852—682	682—480	480—358	1248—1260	924—996	790—815
604—545	545—377	377—223			604—676	475—510
80—						

Несмотря на установление связи бассейна седиментации первого горизонта с открытым морем, ввиду ее мелководности, местами сохраняются полулагунные условия (центральные части).

Во втором горизонте присутствуют горючие сланцы, общая мощность которых не превышает 2—2,5 м. Они в виде линз распространены только в Приереванском районе. На каротажных диаграммах четкие по форме и интенсивности отклонения не наблюдаются.

Необходимо отметить, что фауна этого горизонта развита спорадически. Ввиду этого только фаунистическое сопоставление разрезов содержит элемент условности.

Третий горизонт отличается высокой средней карбонатностью и величиной ПС до 18 *mv*.

В каротажных диаграммах четвертого горизонта весьма четко вырисовываются четыре максимума ρ_k со значением до 8 *омм* (потенциал зонд) с разделяющими их интервалами в 3 *омм*. По всей мощности горизонта наблюдается чередование сравнительно высокоомных и низкоомных интервалов. Кривая ПС имеет четкую дифференциацию. На диаграмме ПС выделяются хорошо выраженные отдельные минимумы со значением до 12 *mv*. В верхней части горизонта четко выделяется пачка чередующихся карбонатов и глин. Границы указанного интервала разреза ограничены интенсивными минимумами ПС и максимумами ρ_k . Форма кривой этого интервала по всему простираию данного горизонта выдержана, что и позволяет выделить ее как репер № 2 (рис. 1, табл. 1).

Литологическое постоянство пород четвертого горизонта, его выдержанность и комплекс фауны (табл. 1, 2; рис. 1) указывают на установление сравнительно устойчивой связи бассейна с открытым морем.

В пятом горизонте, несмотря на преобладание глин, песчанистость пород кверху увеличивается, а карбонатность уменьшается. Кривая КС простая, а ПС беспокойная, однако четко выраженных интервалов не наблюдается.

Шестой горизонт имеет наибольшую мощность на Кармрашенском участке. Кривые ρ_k и ПС этого горизонта имеют сложные формы, но четкую дифференциацию. По всей мощности горизонта наблюдается чередование высокоомных и низкоомных интервалов. В средней части горизонта выделяется репер № 3 (рис. 1, табл. 1). Репер представлен глинами, алевролитами и песчаниками, ограниченными крупнозернистыми песчаниками.

В нижней части седьмого горизонта четко выделяются пачки среднезернистых, сравнительно монотонных песчаников. Характерно постепенное уменьшение кверху фоновых значений ρ_k . По характеру каротажной кривой и по литологическому составу горизонт подразделяется на две части. Нижняя часть имеет среднее значение ρ_k в 10 *омм*, а верхняя—5—6 *омм*.

Карбонатность и песчанистость пород восьмого горизонта снизу вверх и от центральной части к бортам бассейна возрастают. Типы че-

редования и сочетания пород восьмого горизонта характерны для регрессивной седиментации. Восьмой горизонт вскрыт лишь в нескольких разрезах Кармрашенского участка. Этот горизонт в других разрезах представлен либо своей нижней частью, либо размыт. Поэтому представление о его особенностях неполное.

На площадях скв. 37 Кармрашен, 4 Лукашин и др. непосредственно на образованиях разданской толщи налегают вулканогенно-терригенные породы, мощностью более 100 м, которые несогласно перекрываются континентальными образованиями плиоцен-плейстоцена.

Разданская толща повсеместно подвергалась размыву, однако в области распространения соленосной толщи и в районах развития ее аналогов размыв был относительно меньшим. Наибольшую мощность разданская толща имеет на участках, где развиты аналоги соленосной толщи (Кармрашенский участок, Октемберянский прогиб, Аргашатский район и др.). Сокращенные мощности присущи структурам, в которых соленосные отложения представлены наибольшими мощностями (Приреванский район, Зарский прогиб, Масисский участок, Арцвакарская антиклиналь и др.). Средние значения мощностей характерны для разрезов погребенных поднятий фундамента (Айнтапское, Спандарянское, Атисское и др.). Во всех разрезах переход от соленосной толщи к разданской постепенный и согласный, за исключением тех участков, где интенсивно проявились явления диапиризма и имеются межформационные разрывы (Аванский купол, Зангийская антиклиналь, Мурадский купол, Абовянская антиклиналь и др.). Необходимо отметить, что разданская толща имеет свои вулканогенные аналоги [1, 3, 11]. Изучение состава обломков пород разданской толщи показывает, что толща образовалась за счет размыва разнообразных пород [8, 9, 10]. Основными породообразующими глинистыми минералами разданской толщи являются монтмориллонит и палыгорскит при подчиненном значении каолинита и гидрослюда [10].

Анализ существующего материала позволяет восстановить стадии эволюции седиментации единого орогенного комплекса неогена. Неогеновый непрерывный цикл седиментации состоит из следующих подциклов: лагунного (пестроцветная толща), лагунно-ингрессивного (соленосная толща), ингрессивного (первый горизонт разданской толщи), прогрессирующе-ингрессивного (II и III горизонты), трансгрессивного (IV, V и VI), регрессивного (VII и VIII) и лагунно-регрессивного (терригенно-вулканогенные образования). Исходя из этих условий, наибольшее распространение имеют II, IV и V горизонты. Местами (г. Раздан, села Арамус, Дзорахпюр, бассейн р. Ахурян и др.), в особенности в периферических частях бассейна, породы IV и V горизонтов залегают на более древних образованиях, а также на отложениях нижних горизонтов данной толщи и их вулканогенных аналогов с межформационным перерывом.

В отношении возраста разданской толщи в данное время доказанным можно считать следующее: выделенные литолого-биостратиграфи-

Литологический состав толщи в %	Горизонты и их мощности в м	Литологический состав горизонтов, %	Карбонатность в %	Песчанность в %	Преобладающая слонность по мощности	Количество минералов	Минеральный состав толщи в % (до)	Характерные минералы горизонтов в % (до)	Электрокаротажная характеристика		Горизонты	Фауна, встречающаяся в горизонтах*
									КС о.м.м	ПС м.ч. (до)		
Гравелиты—0,3, песчаники—25, алевролиты—15, глины—15, мергели—4, известняки—10, расщепленные глины и горючие сланцы—0,7, конгломераты	VIII 120±30	песчаники — 25 алевролиты — 22 глины — 46 мергели — 1 известняки — 6	$\frac{6-33}{20}$	$\frac{10-25}{16}$	средняя	30	Глауконит, углистое вещество (3), вулканическое стекло (7), обл. силицита (2), кварц (20), плагиоклазы (30), калиевые полевые шпаты (10), гипс, ангидрит, пирит (95), барит (80), лимонит (100), гематит (70), магнетит (50), рудные (немагнитные) минералы (32), пикотит (8), апатит (71), флюорит (26), анатаз, рутил, сфен (7), гранаты (3), турмалин (5), корунд, циркон (8), авгит (50), диопсид/оливин (10), гиперстен (3), обыв. роговая обманка (48), актинолит (35), тремолит (10), базальтическая роговая обманка (3), амфиболы, глаукофан (4), биотит (40), мусковит (8), пироксены, эпидот (5), зеленые слюды (20), хлоритонды (25).	обломки силицита (8), барит (8), лимонит (30), магнетит (10), актинолит (6), эпидот (5).	$\frac{5-25}{7}$	10	VIII	Xestolebaris sp., Cyprideis lithoralis brady
	VII 150±20	песчаники — 35 алевролиты — 10 глины — 41 мергели — 2 известняки — 12	$\frac{14-42}{25}$	$\frac{10-35}{18}$	средняя и крупная	30		барит (5), лимонит (30), магнетит (30), актинолит (5), биотит (6), эпидот (45), анатаз, корунд, хлоритонды.	$\frac{4-16}{7}$	5	VII	Planorbis oldaricus Bog.
	VI 160±40	гравелиты — до 1 песчаники — 30 алевролиты — 12 глины — 45 мергели — 2 известняки — 10	$\frac{12-20}{15}$	$\frac{8-32}{20}$	средняя, крупная, массивная	24		обл. силицита, барит, лим. зерна (80), магнетит (20), актинолит, биотит (15), эпидот (5), анатаз, корунд, эгирин, хлоритонды.	$\frac{5-15}{8}$	12	VI	Macra noviculata Baily, M. ex. gr. casris Eichw., M. caspis Eichw. var. acuminata Zhiz.
	V 85±5	песчаники — 15 алевролиты — 4 глины — 75 мергели — 1 известняки — 5	$\frac{12-32}{17}$	$\frac{3-30}{17}$	массивная и крупная	28		барит (8), лимонит, магнетит (40), актинолит, биотит (8), эпидот (20).	$\frac{4-20}{3}$	6	V	Macra bulgarica Toula, M. bulgarica var. crassicolis Sinz., M. bulgarica Toula var. elengata Macash, M. sinzovi Pavl., M. cetratica Radop., M. cetratica Radop. var. paiffenholzi Radop., Cyprideis torosa (Jones).
	IV 145±20	песчаники — 8 алевролиты — 5 глины — 70 мергели — 2 известняки — 15 гравелиты —	$\frac{10-42}{20}$	$\frac{8-50}{30}$	крупная и массивная	40		обл. силицита, барит (15), лимонит, магнетит (40), актинолит (35), биотит (40), эпидот, анатаз, корунд, хлоритонды.	$\frac{2-8}{3}$	12	IV	Hydrobia elengata Eichw., Unio erevanica Radop., Macra sp., Uvigerina asperula Orb., Globorotalia avauensis Sahakian, Eucypris hrazdanica Bubikian, Candona sp., C. ex. gr. angulata g. n., Muller, Cyprideis sarmatica (Zal.), Candonella schubinae Mandelstam, Limnocythere suzini Bub., Eucypris hrazdanica Bub.
	III 100±20	гравелиты — до 1 песчаники — 15 алевролиты — 19 глины — 40 мергели — 5 известняки — 20	$\frac{14-48}{35}$	$\frac{7-45}{18}$	средняя и крупная	33		барит (35), лимонит, магнетит (25), актинолит (15), биотит (10), эпидот (15).	$\frac{1-6}{2}$	18	III	Modiolus kolesnikovii Liw., M. incrassatus buglovensis Gat., Unio hrazdanica Radop., Barnea pseudostjurtensis Bog., B. sinzovi Ossip., B. ujraticum (Andruss), Bittium digitatum Zhiz., Buccinum neutrum Kolesn., Melanopsis kleini Kurr., M. praemorsa Bog., Pomamides mitrala Eichw., P. sp., Anadonta arzeliana Bog., Zebpina hrazdanica Aslanjan, Z. koekenis Aslan., Vitrea sp., Nonion boueanus Orb., N. subgranosus (Egger), N. soldanii Orb., N. ex. gr. martkov Suzin, N. hrazdanicum Sahak., Elphidium rugosum (Orb.) var. alshiensis Suzin, Bulimina pupoides Orb., Bolivina fastigia Cushman, Cassidulina sp., C. ex. gr. prima Suzin, Pullenia sp., Globigerina inflata Orb., G. bulloides Orb., Gyroidina soldanii Orb., Rotalia ex. gr. mexicana Nurrall., R. beccarii (Z.), Cibicides boueanus Orb., Candonella sp., Cyprideis gale Bub., C. sp.
	II 75±10	гравелиты до 0,5 песчаники — 25 алевролиты — 20 глины — 30 мергели — 10 известняки — 10 расщепленные глины и горючие сланцы — 5	$\frac{16-30}{23}$	$\frac{7-22}{15}$	мелкая и средняя	31		обл. силицита, барит (69), лимонит (98), магнетит (50), актинолит (5), биотит (5), эпидот (20), анатаз, корунд, эгирин.	$\frac{1-8}{2,5}$	9	II	Barnea ustjurtensis (Eichw.), B. kubanicum Zhiz., Natica helicima Brocchi, N. millepunctata Lamarck, Theodoxus, Pictus Ferrus, Sanpbergeria sokolovi Andruss., Bulmina ex. gr. buchiana Orb., Asterigerina planorbis Orb., Almona hrazdanica Sahak., Radiolaria sp., Nodosaria sp., Nonion sp., Eponides sp., Globiderina densa-conexa Subb., G. regularis Orb., Globigerinoides trilocularis Orb., G. cf. conglobatus Brandy, Globorotalia sp., Acarinina sp., Cibicides sp., Eucypris aff. hrazdanica Bub., Limnocypris bradyi Sars., Limnocythere sp., Mediocytherideis achtaensis Bubikian, M. ninae Bub., M. elongata Bub.
	I 115±15	песчаники — 20 алевролиты — 15 глины — 45 мергели — 15 известняки — 5 расщепленные глины — 5 конгломераты —	$\frac{16-43}{34}$	$\frac{5-50}{18}$	тонкая и мелкая	34		обл. силицита, барит (20), лимонит (100), магнетит (20), актинолит (15), биотит (3), эпидот (22), анатаз, хлоритонды.	$\frac{1-14}{4}$	7	I	Barnea sp., Clupea lanceolata H. V. Meyer, Cl. ventricosa H. V. Meyer, Atherina schelkovnikova Bog., Bolivina aff. digitalis Orb., Globigerina brevispira Subb., Eucypris sp., Mediocytherideis sp., обломки рыб и гастропод, мелкие и песчаные фораминиферы.

* В таблице при описании покрывающего горизонта, названия фауны подстилающего горизонта не приводятся.

ческие горизонты, отличающиеся по условиям седиментации, охватывают стратиграфический интервал от среднего тортон до понта. С учетом данных флористических и спорово-пыльцевых исследований I и II горизонты можно отнести к среднему миоцену, с III по VII—к сарматскому, VIII—к сармат-мэотическому возрасту. Вероятный возраст III горизонта—нижний сармат, IV—средний сармат, а V, VI и VII—верхний сармат.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28.V.1976.

Ռ. Հ. ՄԿՐՏՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԱՆԻ ՀԱՍՏՎԱԾՔԻ ՇԵՐՏԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

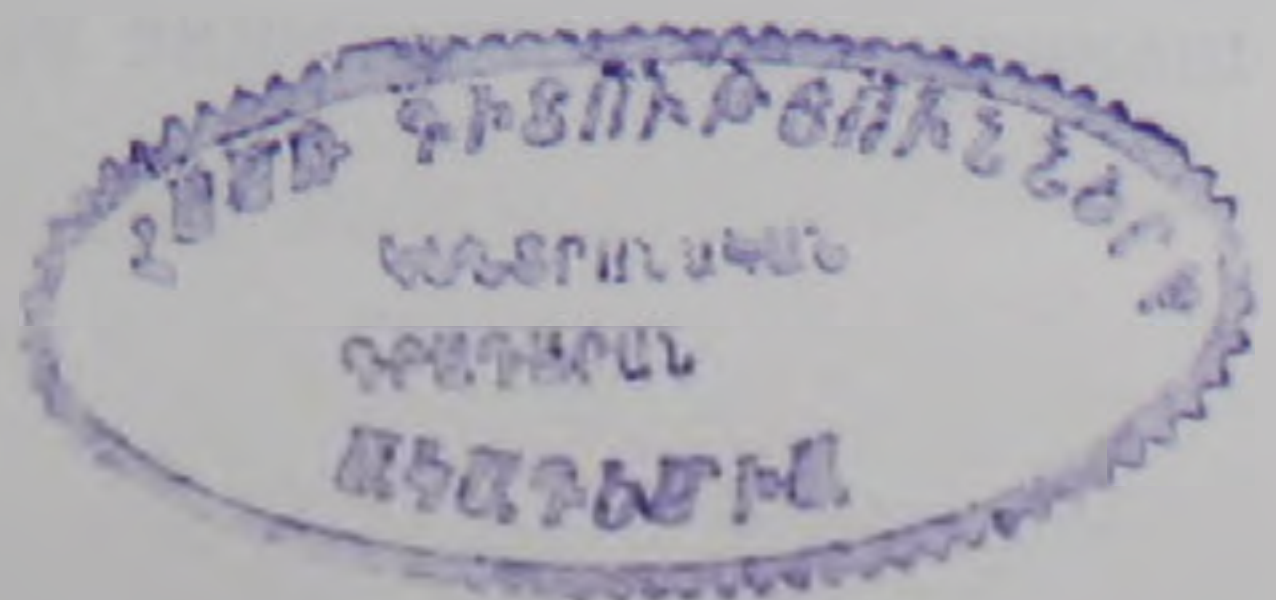
Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հեղինակը, հիմք ընդունելով Հրազդանի հաստվածքի վերաբերյալ հավաքված երկրաբանական ու երկրաֆիզիկական տվյալները, ճշգրտել է հաստվածքի շերտադրական ծավալը, հասակն ու գիրքը, ստորաբաժաններ է աշխատեցրել 8 հորիզոնների և վերջիններիս համապատասխան առանձնացրել է հենաշերտեր, ինչպես նաև կազմել է հաստվածքի ամփոփիչ կտրվածքը և պարզաբանել նրա առաջացման պատմության հետ առնչվող մի քանի հարցեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
2. Аракелян Р. А., Мириджанян Р. Т., Мкртчян Г. Р. О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
3. Аракелян Р. А., Мкртчян Г. Р. Схема седиментационной зональности Армянской ССР (миоцен). В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология». Изд. АН Арм. ССР, 1974.
4. Асланян П. М. Конкские моллюски близ г. Раздан. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1971.
5. Атлас ископаемой фауны Армянской ССР, под ред. Акопяна В. Т. Изд. АН Арм. ССР, 1974.
6. Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Азерб. научн.-исслед. нефт. инст., вып. XXXI, 1936.
7. Бубикян С. А. Остракоды из отложений конкского горизонта Армянской ССР (Разданский и Октемберянский районы). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
8. Геология СССР, т. XVIII, «Армянская ССР». «Недра», 1970.
9. Геология Армянской ССР, т. II, «Стратиграфия». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
10. Гаспарян И. Г., Мкртчян Г. Р., Мовсисян М. А. и др. Карбонатно-терригенная формация (средний и верхний миоцен). В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология», Изд. АН Арм. ССР, 1974.
11. Мкртчян Г. Р., Садоян А. А., Саркисян О. А. и др. Неоген (условия осадконакопления). В кн. «Геология Армянской ССР», т. V, «Литология», Изд. АН Арм. ССР, 1974.
12. Радопуло Л. М. Сарматские пластинчатожаберные Армении. Научные труды Ереванского гос. ун-та, т. 39, 1957.

Известия, XXX, № 3—2



УДК 553.271.1 + 551.244

Р. А. САРКИСЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ
СТРУКТУР КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Проведенные за последние годы исследования и анализ фактических материалов рудников и местных геологических экспедиций позволяют достаточно подробно рассмотреть структурную позицию Кафанского месторождения, особенности образования и развития рудовмещающих разрывных нарушений рудного поля.

Актуальность рассматриваемого вопроса находится в прямой связи с правильной постановкой и дальнейшим направлением проведения поисково-разведочных работ.

Вопросы истории формирования и развития разрывных и складчатых структур, особенности размещения оруденения и его структурный контроль рассмотрены в ряде работ [2—4, 7—10, 12]. Следует отметить, что среди исследователей нет единого мнения относительно механизма образования и истории формирования (как пликативной, так и разрывной) структуры Кафанского месторождения и рудного поля.

Ранее подчеркивалось, что Кафанская антиклинальная складка, являющаяся основной пликативной структурой рудного поля, развивалась на фоне уже существовавшего вулканического поднятия, имевшего устойчивую тенденцию воздымания в верхнебайосское время [12]. Фактически, к моменту накопления верхнеюрских (верхнеоксфордских) образований не только существовала положительная структура в виде вулканической постройки, но и протекал процесс размыва среднеюрских вулканитов.

Большой интерес представляет расшифровка разрывных нарушений, вмещающих жильное и прожилково-вкрапленное оруденения, а также дайковые образования. На этом вопросе остановимся подробнее.

Как известно, Кафанское месторождение разрывными нарушениями разбито на ряд блоков различных порядков. Наиболее крупными являются Восточный, Центральный и Западный блоки, разделенные Барабатум-Халаджским и Мец-Магаринским разломами. Эти блоки северо-восточными и северо-западными нарушениями делятся на ряд мелких блоков (рис. 1). Разрывные нарушения, вмещающие жильный и прожилковый типы оруденения, установлены во всех тектонических блоках, причем они принадлежат к трещинам отрыва с преимущественным субширотным простиранием и крутыми углами падений в обе стороны (несколько больше в южные румбы).

При рассмотрении истории формирования структуры Кафанского месторождения В. Н. Котляр, Ю. А. Лейе [9] образование жильных трещин отрыва связывают с подвижками по крупным разрывным нарушениям, как оперяющие их структуры.



Рис. 1. Структурная схема расположения рудных тел, дайковых и субвулканических образований в различных блоках Кафанского рудного поля. 1. Верхнеюрские вулканические образования. 2. Среднеюрские вулканические образования. Дайки неокомского возраста. 3. Диорит-порфиры. 4. Диабазы. 5. Габбро-диабазы: а) на поверхности, б) в подземных выработках. 6. Верхнеюрские диабазы и диабазовые порфиры: а) на поверхности, б) в подземных выработках. Среднеюрские образования. 7. Тела дацитовых порфиров: а) на поверхности, б) в подземных выработках. 8. Дайки андезитов. 9. Дайки эпидотизированных диабазов. 10. Габбро. 11. Контакты несогласно залегающих тел. 12. Тектонические нарушения: а) на поверхности, б) в подземных выработках. 13. Направления перемещения блоков: а) вверх, б) вниз. 14. Рудные жилы. 15. Штокверки.

Принимая во внимание существующие и общепринятые представления относительно закономерностей возникновения трещин отрыва и скола, оперяющих главные разрывы [1, 5], неоднократно подтвержденные экспериментальными работами, и анализируя фактические материалы по Кафанскому месторождению, приходим к заключению, что фиксируемые во всех тектонических блоках трещины отрыва, вмещающие продукты различных стадий минерализации, не являются оперяющими структурами. В самом деле, если бы жильные трещины отрыва являлись оперяющими основными нарушениями, ограничивающими тектонические блоки, то в различных блоках они имели бы самые разнообразные простирания и закономерную ориентированность по отношению к главным разломам, порождающим их. При этом, трещины отрыва

должны быть строго приурочены к основным разрывным нарушениям, выявляя эшелонированное расположение и ориентированность к ним под определенными углами, в зависимости от характера перемещений по этим разломам (рис. 2). Очень важное значение имеет еще то обсто-

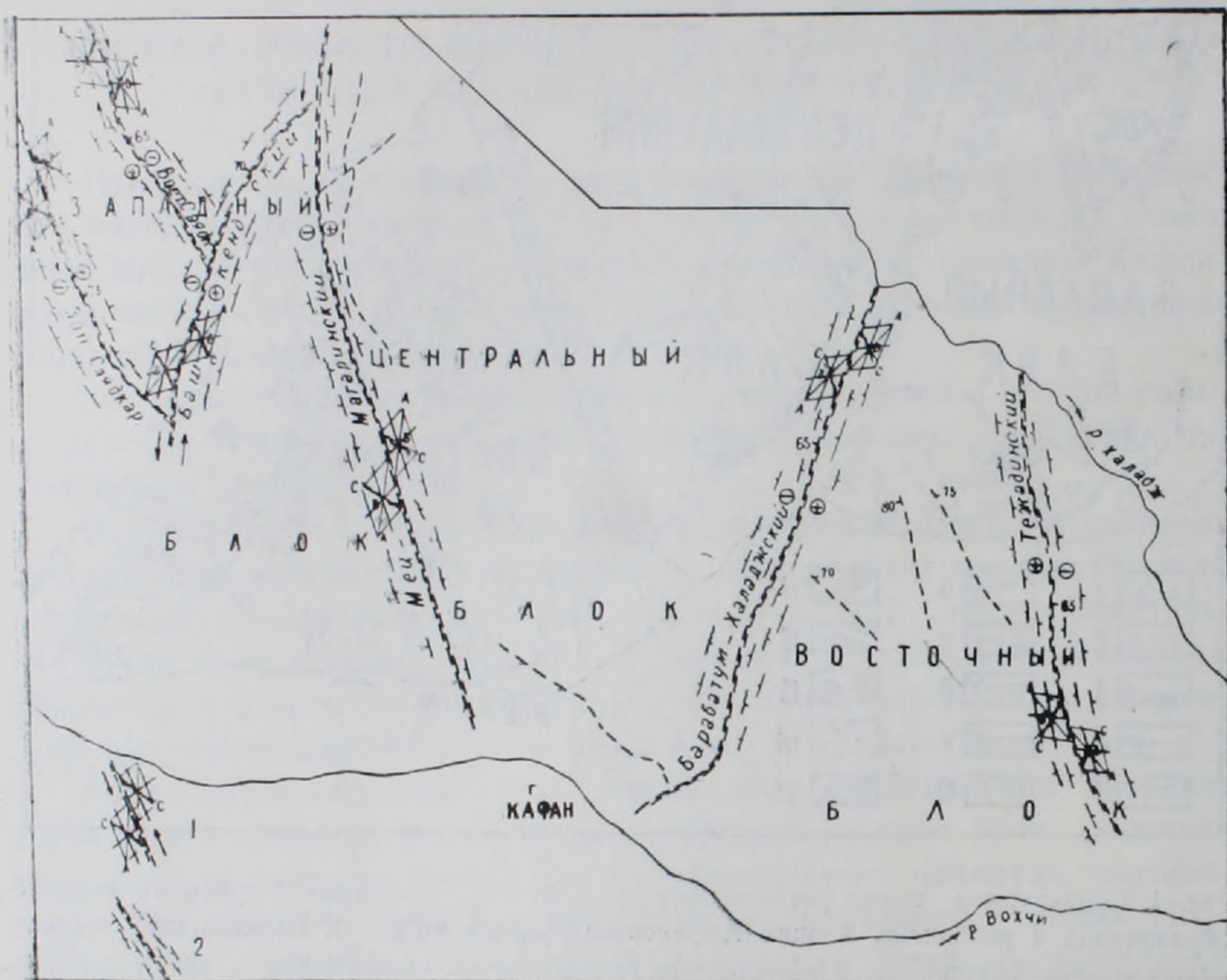


Рис. 2. Схема формирования боковых трещин, оперяющих главные разрывы (сбросы, взбросы) Кафанского рудного поля. 1. Разрез. 2. План.

ятельство, что трещины отрыва, образованные вследствие проявления такого механизма, должны иметь наибольшую раскрытость (следовательно, и мощность) у самих разломов, постепенно выклиниваясь по простиранию.

На плоскостях многих сместителей фиксируются зеркала скольжений со штриховкой и выбоинами, составляющие с линией горизонта углы больше 45° , т. е. эти нарушения, вдоль которых устанавливаются перемещения блоков, относятся к сбросам или взбросам, с чем согласны многие исследователи. Не исключена возможность, что по ним происходили еще сдвиговые подвижки или движения носили комбинированный характер (сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги), однако определение величины каждого составляющего представляет большое затруднение. В лучшем случае фиксируется суммарная амплитуда смещения блока, а при отсутствии маркирующих горизонтов и развитии однотипных образований по ту и другую стороны от нарушений установить амплитуду не удастся.

Если рассмотреть блоковые перемещения в виде сбросов и взбросов, то они в плане должны иметь оперяющую систему скола и отрыва, ориентированную параллельно главным нарушениям, причем, в случае сброса трещины отрыва развиты в висячем боку, падают к разлому и выклиниваются кверху, а в висячем блоке падение их обратное, и выклинивание идет книзу (рис. 2, 3 б). В случае смещений взбросового характера будут сформованы системы оперяющих трещин, обратные картине, описанной для сбросовых подвижек (рис. 3 с). Поскольку в естественных условиях наиболее вероятным является существование сбросо-сдвигов, взбросо-сдвигов и других комбинированных форм движе-

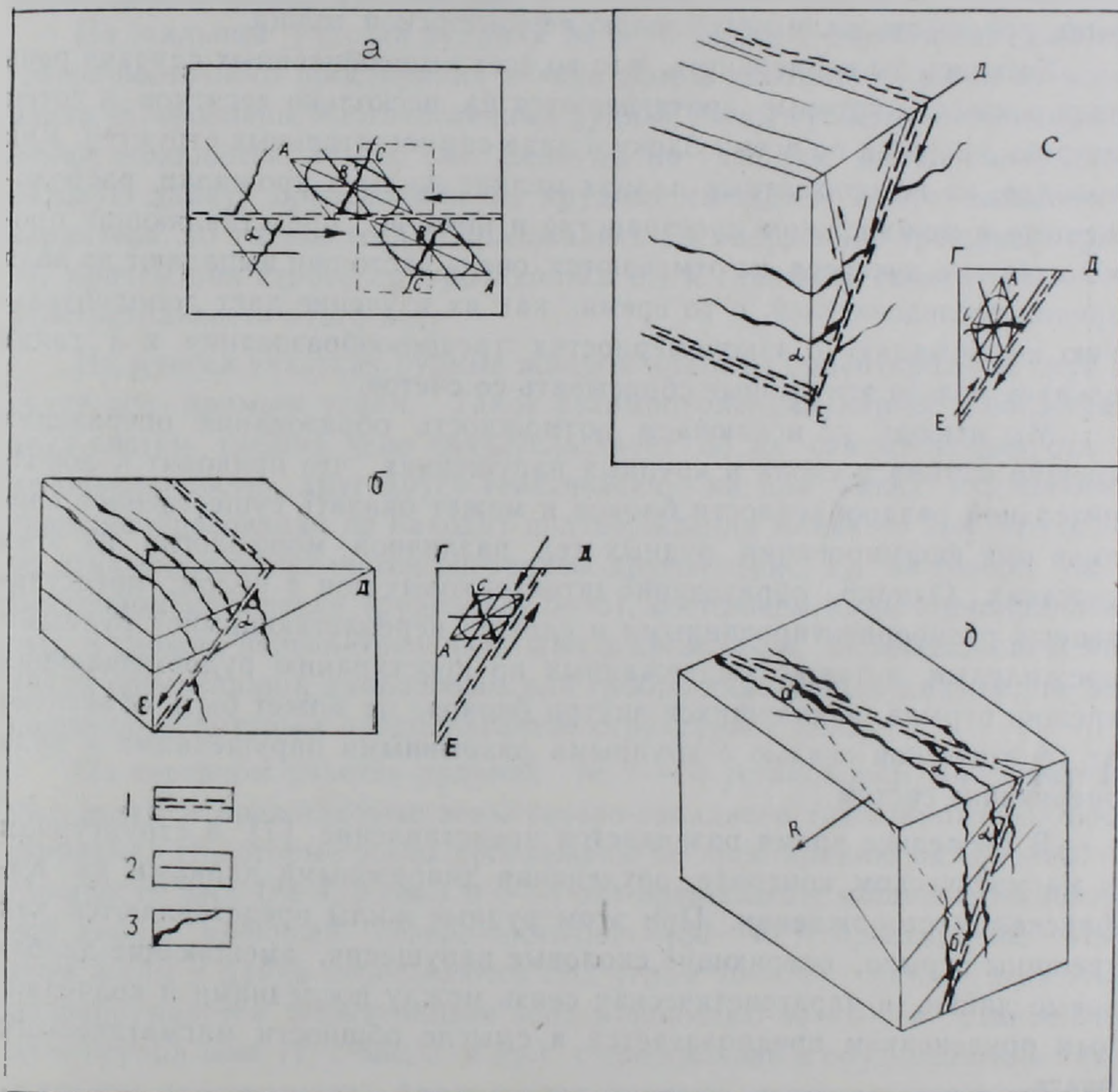


Рис. 3. Схема формирования боковых трещин, оперяющих: а) сдвиг, б) сброс, в) взброс, д) сбросо-сдвиг (по Ф. И. Вольфсону, П. Д. Яковлеву, 1975). 1—главное разрывное нарушение, 2—оперяющие трещины скалывания, 3—оперяющие трещины отрыва.

ний, то в таких случаях оперяющая их система должна быть ориентирована к ним под значительно острым углом (рис. 3 д).

Фактически во всех тектонических блоках, где ведутся эксплуатационные или разведочные работы, зафиксированы рудные жилы преи-

мущественно (около 95% от общего числа известных жил) субширотного простирания, независимо от характера перемещений блоков и направления ограничивающих их нарушений (рис. 1). Многие нарушения пересекают и смещают верхнеюрские вулканогенные образования и если бы рудовмещающие трещины отрыва были бы связаны генетически с этими разломами, то боковые оперяющие системы жильных трещин должны были формироваться и в верхнеюрских породах, чего не наблюдается ни на одном участке. Наоборот, все рудовмещающие трещины строго приурочены к среднеюрским вулканитам и полностью отсутствуют в перекрывающих их породах. Следовательно, процесс возникновения и дальнейшее формирование рудовмещающих трещин отрыва предшествовали накоплению верхнеюрской толщи.

Хотелось бы подчеркнуть, что во всех вышеописанных случаях речь идет о жилах, которые протягиваются на несколько десятков и сотен метров, иногда и по всему блоку в виде самостоятельных структур. Как правило, на погоризонтных планах мелкие жилы и прожилки, расположенные в межжильном пространстве и пока не представляющие промышленного интереса, не отмечаются, очень часто они выпадают из поля зрения исследователей, в то время, как их изучение дает дополнительную информацию о закономерностях трещинообразования и в таких случаях нельзя эти данные сбрасывать со счетов.

Мы отнюдь не исключаем возможность образования оперяющих трещин отрыва и скола в крупных нарушениях, что приводит к дополнительной раздробленности блоков и может оказать существенное влияние при формировании рудных тел различной морфологии на этих участках. Однако, образование штокверковых зон в целом, представленных разноориентированными и сложно переплетающимися рудными прожилками, а также выдержанных по простиранию рудовмещающих трещин отрыва, находящихся внутри блоков, не может быть объяснено их генетической связью с крупными разрывными нарушениями в виде оперяющих систем.

В последнее время развивается представление [7] о структурном и магматическом контроле оруденения диабазовыми дайками на Кафанском месторождении. При этом рудные жилы представляются как трещины отрыва, оперяющие сколовые нарушения, вмещающие диабазовые дайки, а парагенетическая связь между последними и колчеданым оруденением предполагается в смысле общности магматического очага.

Этот вопрос необходимо рассмотреть с точки зрения возможной структурной связи рудных тел с диабазовыми дайками и общности их магматического очага.

Действительно, на многих участках или горизонтах рудников фиксируется пространственное сочетание рудных тел с дайками диабазовых порфириров или габбро-диабазов (когда диабазовые дайки отсутствуют). Это, так сказать, статистическая сторона. Когда такое сочетание подвергается всестороннему и глубокому анализу и разбираются воз-

можные варианты, приведшие к таким взаимоотношениям, то приходим к другим заключениям.

Жильные породы на Кафанском месторождении и рудном поле пользуются широким распространением, выполняя в основном структуры северо-восточного (близмеридионального и субширотного), северо-восточного и северо-западного (субширотного) направлений. Из числа выделенных жильных пород наибольший интерес представляют диабазы и габбро-диабазы, прослеженные по простиранию на сотни метров и пересекающие не только среднеюрские, но и верхнеюрско-нижнемеловые породы. Несколько даек зафиксировано на площадях развития среднеюрских вулканитов.

На жильном участке рудника № 5—6 рядом с диабазовой дайкой северо-восточного простирания и «вне сферы действия» дайки во всем блоке установлены многочисленные рудные жилы субширотного направления мощностью 20—50 см. Если бы по трещине, вмещающей диабазовую дайку, происходили бы крупные смещения чисто сдвигового характера, то только тогда образовались бы оперяющие трещины отрыва, причем они строго приурочивались бы к главному сместителю. А в действительности этого нет.

На многих участках рудные жилы и диабазы ориентированы друг к другу под прямым углом. Такое взаимоперпендикулярное положение двух систем трещин явно свидетельствует об их самостоятельности и неподчиненности друг другу генетически; ни при каких механизмах трещинообразования не находит подтверждения мнение о том, что одна из этих структур является оперением другой (рис. 3), не говоря уж о Восточном штокверке (рудник № 5—6), состоящем из разнонаправленных и сложно переплетающихся жил и прожилков, не выявляющих никакой ориентации к диабазовым или габбро-диабазовым дайкам, по отношению к которым предполагается структурная связь.

На северном участке рудника № 7—10 установлены многочисленные жилы и прожилковые зоны северо-западного (субширотного) простирания. Некоторые жилы прослежены по простиранию на 500—600 м. Мощность жил (№ 4, 5 сев.) в 5—8 раз превосходит мощность диабазовой дайки, имеющей северо-восточное (30° — 40°) простирание. При этом жилы и дайка пересекаются под углом 70° — 90° . Южнее этих жил разрабатывается штокверковая зона мощностью 80—100 м. Далее следует группа жил (1, 1-бис, 3 и др.) с прожилковым оруденением в межжильном пространстве. Аналогичная картина складывается также на Катарском участке (рудник № 7—10), где диабазовая дайка мощностью 20 см протягивается в северо-восточном направлении, а жилы мощностью 20—50 см и прожилково-вкрапленная зона мощностью 50 м простираются в субширотном направлении (рис. 4).

Следует отметить, что структурные построения относительно подчиненности жильных трещин к дайковым системам легче всего сделать на участках с заведомо известными рудными телами, но при отсутствии последних объяснение этого явления неблагоприятными физико-механи-

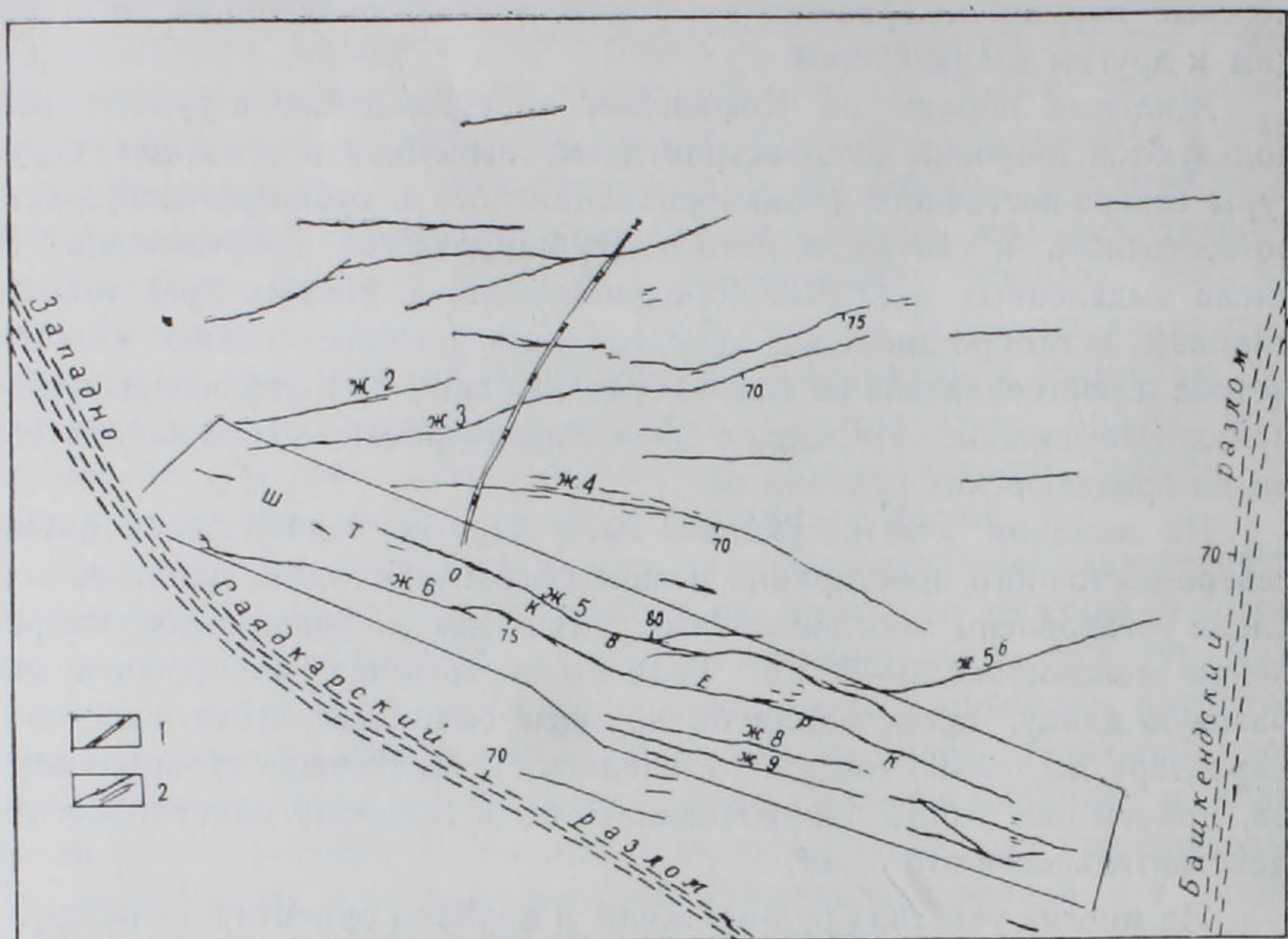


Рис. 4. Характер взаиморасположения рудных тел и диабазовой дайки (выкопировка из плана гор. 1009 м). 1. Диабазовая дайка. 2. Рудные жилы.

ческими свойствами вмещающих пород приводит к необъективному отражению их взаимоотношений. Так, на площадях развития среднеюрских вулканитов, которые считаются благоприятной средой для локализации оруденения, имеются поля дайковых пород разнообразного состава, вблизи которых нет минерализации (уч. Унан, Тоннеля и др.). Рассмотрим диабазовые дайки, которые пересекают и верхнеюрские породы. Каким образом у этих трещин оперяющие жильные системы образуются только в пределах средней юры, не затрагивая верхнюю юру; почему они должны контролировать оруденение нижней своей частью (точно совпадающей с площадью распространения средней юры) и быть инертными выше этой границы; как могут они являться рудоконтролирующими и рудоподводящими структурами опять-таки только для участков среднеюрских пород и не проявлять эти свойства в пределах вышележащих образований?

Масштабно проявленная дорудная трещиноватость в блоках, крайняя несоизмеримость между трещиной, вмещающей диабазовую дайку, и так называемой «оперяющей» эту трещину системой отрыва, перпендикулярное их взаимопересечение, а также ряд геологических данных свидетельствуют о самостоятельности рудовмещающих структур субширотного направления, независимо от того, имеются ли на этом участке диабазовые дайки или нет и какое у них простирание. Что же касается сколовой трещины, вмещающей диабазовую дайку (ствол шт. 2,

гор. 1009 м и др.), то она сама является оперяющей структурой Башкендского разлома. Следует отметить, что приводимая дайка (и многие другие) пересекают верхнеюрские вулканогенные породы. И только при мощно проявленном сдвиговом перемещении по этой трещинке (и по другим также) могли быть образованы трещины отрыва не только в средней юре, но и в перекрывающих их породах, что должно быть отмечено смещением верхнеюрских пород. Однако такие факты нигде не зафиксированы.

Следует обратить внимание на то, что если оперяющие структуры образуются до внедрения даек, то при выполнении сколовых трещин магматическим веществом оно должно затекать в оперяющие структуры (отметим, что зальбанды даек диабазов, как правило, прямолинейные), а если оперение происходит после внедрения даек вдоль лежащего или висячего контакта, то должны фиксировать тектонические швы с глиной притирания вдоль зальбандов даек и отчетливое пересечение диабазов жилами с какой-нибудь стороны. Фактически контакты даек с вмещающими породами спаянные.

Небезынтересно отметить, что при документации западного полевого штрека (гор. 924 м) выявлено отчетливое смещение рудной жилы диабазовой дайкой на амплитуду около 2 м. На этом же горизонте наблюдается следующая картина: смещенные Северо-Восточным нарушением (ранее считавшимся экранирующим) рудные жилы подсечены скважинами и горными выработками в пределах его висячего бока, а диабазовая дайка северо-восточного простирания, не меняя направления, пересекает 15—20 см перетертый глинистый шов этого нарушения. Описанные взаимоотношения еще раз показывают, что трещины, вмещающие дайки и жилы, структурно не взаимосвязаны. Можно было бы привести целый ряд выкопировок из различных горизонтов, разрезы, фотосхемы и т. д., где зафиксированы разрывные нарушения, рудные тела, дайки различного состава, анализ взаимоотношения которых подтверждает выдвинутые представления, но ограничимся этим.

Итак, приведенные примеры убедительно свидетельствуют об автономности рудовмещающих жильных структур и сколовых трещин, вмещающих диабазовые дайки.

Работами многих исследователей [6, 11] в пределах Кафанского рудного поля выделяются разновозрастные группы даек диабазов, связанных с различными магматическими комплексами: нижнебайосским, верхнебайосским, верхнеюрско-нижнемеловым (ср. валанжин) и неомеловым. Разновозрастность даек диабазов и диабазовых порфиритов обосновывается рядом геологических данных и взаимопересечениями как между собой, так и с другими жильными породами. Многократное внедрение диабазовых даек в связи с проявлением различных магматических циклов ставит под сомнение рудоконтролирующую роль этих жильных пород. Если придерживаться мнения о парагенетической связи оруденения с диабазовыми дайками, то необходимо отметить с дайками какого магматического цикла наблюдается (или предполага-

ется) такая связь, где распространены эти жильные породы, какими характерными и отличительными чертами они обладают по отношению к дайкам других циклов и т. д.

Геологическим картированием выявлены участки с максимальной концентрацией даек диабазов и диабазовых порфиритов (в том числе и полосчатых), габбро-диабазов, андезитовых порфиритов и др. (Унанский участок, у аэропорта, на правом берегу р. Гегануш, район с. Гедаклу и на многих других), где нет даже рудопроявлений, в то время, как на этих участках должны были ожидать существенное скопление руд. В других случаях имеются рудные пересечения и прожилковые зоны, но не обнаружены диабазовые дайки (участки рудника № 7—10, Перевальный, Арачадзор) или вместо даек диабазов отмечаются габбро-диабазы (уч. Шаумян, рудник № 5—6 и др.), относящиеся к неомомскому магматическому циклу. В составе жильных пород этого цикла выделяются диабазы, секущие габбро-диабазы (верховье Водопойного ручья, уч. Унан и др.).

Рудоконтролирующая роль диабазовых даек могла быть выдвинута, если бы отмечались случаи строгой приуроченности оруденения к этим жильным породам как по простиранию, так и по вертикали, а не на отдельных участках, где заведомо имеются рудные подсечения. Во многих разрезах отчетливо видно, что дайки диабазов падают в одну сторону, а рудные жилы и штокверки—в другую (уч. Восточный, Северный, Катарский и т. д.).

Вышеизложенное позволяет заключить, что в процессе формирования рудных жил и штокверков Кафанского месторождения диабазовые дайки не играли существенной роли и не могут быть представлены в качестве рудоконтролирующих структур.

Несколько слов о рудоподводящих каналах. Вполне естественно предполагать, что рудоносные растворы могли подниматься по долгоживущим и крупным тектоническим структурам глубокого заложения. Именно эти структуры или их узлы являются наиболее ослабленными и легко проницаемыми зонами. На геофизических профилях (по р. Халадж и др.) фиксируются только два тектонических нарушения (Мец-Магаринский и Барабатум-Халаджский), которые проникают до глубины 4 км и даже смещают метаморфические породы. Приуроченность многих рудных участков к зоне Мец-Магаринского разлома свидетельствует о рудоконтролирующей роли этого нарушения. Дальнейший подъем рудоносных растворов может осуществляться по рудораспределяющим (структуры высокого порядка) и рудовмещающим структурам (зоны трещиноватости, зияющие трещины, поры, плоскости отслоения и т. д.).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Наличие строго выдержанной субширотной системы рудовмещающих жильных трещин в различных тектонических блоках свидетельствует об автономности их образования, независимо от направления нарушений, ограничивающих эти блоки.

2. Возникновение жильных трещин происходило близодновременно, вслед за формированием среднеюрских вулканогенных пород, когда Кафанский блок еще не был расчленен.

3. Жильные трещины и структуры, вмещающие диабазовые дайки, являются самостоятельными, не зависящими друг от друга системами нарушений, не выявляющими признаков структурной подчиненности.

4. Разновозрастность диабазовых даек исключает возможность рассматривания их в качестве рудоподводящих и рудоконтролирующих структур.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4.IV.1976.

Ռ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱԴԱՇՏԻ ՀԱՆՔՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ՍՏՐՈԿՏՈՒՐԱՆԵՐԻ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ղափանի հանքային դաշտը ունի կոշտաբեկորային կառուցվածք. խրվածքային զոնաների տարածման ուղղութիւններից անկախ առանձին կոշտերի սահմաններում տեղադրված են լայնակի տարածման հանքային երակները և շտոկվերկները: Հանքաքարունակող ճեղքերն ունեն ինքնուրույն զարգացում, հարում են միջին յուրայի հրաբխային ապարներին և բացակայում են վերին յուրայի շերտախմբերի տարածման շրջաններում: Հանքային շրջանում տարածված դիաբազային դայկաները տարբեր հասակի են: Հանքաքարունակող և դիաբազային դայկաները ներփակող ճեղքերի միջև ստրուկտուրային կապ չի դիտվում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966.
2. Ананян Э. В. Тектонические поля напряжений в пределах Кафанского брахипантикличория в мезозое. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
3. Ванюшин С. С. Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 2, 1964.
4. Вартапетян Б. С. К вопросу о контролирующей структуре Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, т. I, № 1, 1948.
5. Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структура рудных полей и месторождений. «Недра», М., 1975.
6. Зарьян Р. Н., Саркисян Р. А., Саркисян Г. А., Карапетян А. И., Давтян К. В. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 3, 1973.
7. Зограбян С. А. Новые данные о структурном и магматическом контроле оруденения на Кафанском медно-полиметаллическом месторождении. ДАН Арм. ССР, т. III, № 4, 1971.
8. Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля. Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1938.

9. Котляр В. Н., Лейе Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (Малый Кавказ). Известия ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 3, 1966.
10. Кочарян А. Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
11. Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Геология жильных пород Кафанского рудного поля. ДАН Арм. ССР, т. X, № 4, 1965.
12. Саркисян Р. А. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973..

УДК 552.42

Э. С. ХАЛАТЯН

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ ЛИТИЯ, РУБИДИЯ И ЦЕЗИЯ В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ

В последнее время большое внимание уделяется распространению и распределению отдельных микрокомпонентов в подземных водах [1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10]. В горноскладчатых областях альпийского тектогенеза наиболее перспективны углекислые воды со сравнительно высокими концентрациями лития, рубидия и цезия. Концентрирование редких щелочных металлов характерно в основном для хлоридных углекислых термальных вод и подробнее было освещено в водах областей современного вулканизма, что позволило многим исследователям приписывать этим элементам ювенильное происхождение. Между тем исследования, проведенные в последние годы, не позволяют столь категорично ответить на этот вопрос.

Источником поступления редких щелочных металлов в подземные воды являются породы, обогащенные этими металлами, а также отдельные минералы [5, 8]. Так, например, А. И. Гинзбургом установлено [3] легкое разложение в гипергенных условиях литиевого минерала сподумена. Последний в зависимости от кислотности среды может перейти в монтмориллонит и каолинит. Разложению подвергаются также и литиевые слюды.

Источником поступления рубидия в подземные воды являются калиевые полевые шпаты и слюды. Рубидием обогащены такие слюды как лепидолит, циннвальдит, мусковит, биотит. Ввиду того, что в биотит входит железо, которое, окисляясь, разрушает кристаллическую решетку минерала, он наиболее легко разлагается.

Источником поступления цезия в подземные воды являются поллуциты, а также слюды (лепидолит, биотит, мусковит) и полевые шпаты.

В процессе изучения бороносности Армении нами широко применялось макроскопическое определение боросодержащих минералов с помощью хинализарина, меняющего свою фиолетовую окраску на синюю не только в присутствии бора, но и цезия.

Среди «подозреваемых» борных минералов Я. Я. Яржемский определил поллуциты (Вайк, Мегри). Это обстоятельство позволяет рекомендовать для детального обследования некоторые пегматитовые участки, в первую очередь Вайка, Мегринского плутона и др. Повышенные концентрации редких щелочных металлов могут быть связаны с кислыми и щелочными пегматитами. На некоторых участках целесообразна постановка гидрогеохимических поисковых работ, учитывая особенности водной миграции редких щелочных металлов.

Интенсивность разложения силикатов, содержащих редкие щелочные металлы, предопределяется физико-химическими условиями. Наи-

более благоприятны для разложения кислая и щелочная среды, что часто вызывается рудной минерализацией или наличием минералов, увеличивающих щелочность вод (например, в пределах Малого Кавказа такими минералами являются нефелины, встречающиеся в Мегринском и Арзаканском гидрогеологических массивах).

Кроме отмеченного разложения минералов, переход редких щелочных металлов в подземные воды происходит при ионнообменных процессах. В этом случае калий и натрий вытесняют редкие щелочные металлы из минералов. Рост температуры ускоряет ионнообменные процессы и не случайно, что наиболее повышенные концентрации редких щелочных металлов характерны для термальных вод различных областей. Интересно отметить, что почти повсеместно термальные воды с повышенными содержаниями редких щелочных металлов отличаются повышенными концентрациями хлора и натрия, резко преобладающими над другими макрокомпонентами.

В минеральных водах Малого Кавказа обычно повышенные концентрации редких щелочных металлов характерны для углекислых вод [8, 9]. Так, например, обследованные нами азотно-углекислые (Арагатские минеральные воды) и углекисло-сероводородные воды Малого Кавказа (минеральные воды Ширакской впадины) не содержат повышенных концентраций редких щелочных металлов. Чаще всего в углекислых и термальных водах литий преобладает над концентрациями рубидия и цезия. Последний по концентрациям обычно уступает рубидию, но известны источники, где рубидий содержится в меньших концентрациях, чем цезий¹.

Редкими щелочными металлами обогащены углекислые воды в областях позднечетвертичного и современного вулканизма—Новая Зеландия, Япония, западные штаты США, Чили, в пределах Советского Союза—Большой и Малый Кавказ, Карпаты, Камчатка и др.

Нами, как и другими исследователями [4, 6], были обнаружены подземные воды, где цезий преобладает над рубидием. Анализ литературы и собственные наблюдения по Камчатке, Сев. Кавказу показывают, что это характерно не только для М. Кавказа и областей позднечетвертичного и современного вулканизма.

Накопленный фактический материал, как и эксперименты, свидетельствуют, что обогащенность пород редкими щелочными металлами отражается на их распределении в подземных водах. Установлена парагенетическая ассоциация бора, редких щелочных металлов, германия, мышьяка с газовым и химическим составом подземных минеральных вод. Сравнительно высокие концентрации германия характерны для Азатаванской термальной воды (до 30 мкг/л германия), где в газовом

¹ В Кавказской и Малокавказской провинции минеральных вод по распределению Rb и Cs можно выделить две группы углекислых вод. В пределах Приараксинской зоны известны источники, где $Cs > Rb$ (Азатаван), а в основной массе вод обычно $Rb \geq Cs$.

составе обнаружено 6,82% метана, ассоциирующего обычно с повышенными концентрациями германия [9].

Изменения газового состава подземных вод, колебания общей минерализации вод, температуры, распределение отдельных микрокомпонентов следуют определенным закономерностям. Так, например, повышенные концентрации редких щелочных металлов в пределах Малого Кавказа характерны для подземных углекислых минеральных вод, общая минерализация которых превышает 5,0 г/л. Последние сосредоточены в Севанском и Араксинском оротектонических поясах.

Редкощелочнометалльные минеральные воды по своему составу гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и обычно тяготеют к зонам глубинных разломов и их оперений.

Воды с наиболее высокими концентрациями редких щелочных металлов тяготеют к Ереванскому и Анкаванскому разломам. Приурочены они к термальным водам типа Наугейм (ФРГ)—Азатаван, Джульфа, некоторые термальные источники Ирана и Турции, а также к водам типа Ессентуки—Анкаван.

Армянские азотно-углекислые минеральные воды (Арарат, Агташ, Арагац и др.), а также углекисло-сероводородные воды Ширакской котловины не содержат повышенных концентраций лития, рубидия и цезия. Наиболее высокие концентрации отмеченных микрокомпонентов характерны для углекислых термальных вод Арзаканского гидрогеологического массива (Анкаван) и Арташатского прогиба (Азатаван).

В газовом составе этих термальных углекислых вод Э. С. Матвеева, А. В. Сарновский (1976) установили повышенную гелиеносность.

Содержания рубидия и цезия коррелируются с литием и гелием. Обычно в термоминеральных водах рубидий преобладает над цезием, но есть и исключения, так, например, цезия больше чем рубидия в Азатаванских термальных водах, что редкое явление и характерно для минералов-концентраторов цезия (поллуцит $Rb:Cs=0,3-0,6$, астрофиллит $Rb:Cs=0,7$). Высокие концентрации редких щелочных металлов обнаружены в Болгарских термоминеральных водах (Михалково, Наречен, Беден и др.), формирующихся в кристаллических породах [6].

Повышенная гелиеносность отмечена Е. Н. Пенчевой [6] для некоторых терм Болгарии (Родопский массив), отличающихся повышенными концентрациями редких щелочных металлов.

Таким образом, региональный характер носит связь редких щелочных металлов не только с химизмом, температурой, но и с гелиеносностью, на что при дальнейших исследованиях следует обратить внимание.

Է. Ս. ԽԱԼԱՏՅԱՆ

ԹԵՐՄԱԼ ԶՐԵՐՈՒՄ ԼԻԹԻՈՒՄԻ, ՌՈՒԲԻԴԻՈՒՄԻ ԵՎ ՑԵԶԻՈՒՄԻ
ԱՂԲՅՈՒՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերջերս մեծ ուշադրություն է դարձվում ստորերկրյա ջրերում որոշ միկրոբաղադրիչների տարածվածության և տեղաբաշխման հարցերին: Ալյուվիական լեռնային ծալքավոր մարզերում առավել հեռանկարային են ածխաթթվային ջրերը՝ Li, Rb և Cs համեմատաբար բարձր կոնցենտրացիաներով: Հազվագյուտ ալկալային մետաղների կոնցենտրացումը հիմնականում բնորոշ է քլորիդ-նատրիումային ածխաթթվային թերմալ ջրերում: Սրանք ուսումնասիրված են ժամանակակից հրաբխականության մարզերի ջրջանների ջրերում, որը և թույլ է տվել բազմաթիվ հետազոտողներին նրանց վերագրելու յուզենիլ ծագում: Սակայն վերջին տարիներին կատարված աշխատանքները այդ հարցին կտրական պատասխան տալու հիմք ծառայել չեն կարող:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. «Наука», Новосибирск, 1974.
2. Басков Е. А., Сурков С. Н. Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. «Недра», М., 1975.
3. Гинзбург А. И. Сподумен и продукты его изменения. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 9, М., 1959.
4. Крайнов С. Р., Петрова Н. Г., Батури́нская И. В. О геохимических особенностях и условиях формирования углекислых вод Кавказа, обогащенных литием, рубидием и цезием. Геохимия, № 3, 1973.
5. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. «Недра», М., 1973.
6. Пенчева Е. Н. Особенности гидрогеохимии рубидия и цезия. Докл. Болг. АН, т. 19, № 9, 1966.
7. Халатян Э. С. К вопросу о связи гидрогеологических условий Армении с тектоникой. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1966.
8. Халатян Э. С. Особенности гидрогеологии и гидрохимии Армянской ССР в связи с распределением некоторых микрокомпонентов в минеральных водах. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1973.
9. Халатян Э. С. Выделение Малокавказской бороносно-редкощелочнометалльной провинции углекислых вод. ДАН Арм. ССР, т. 48, № 2, 1974.
10. Халатян Э. С. Новые сведения о термальных водах Приараксинской зоны. ДАН Арм. ССР, т. 48, № 3, 1974.

УДК 550.389:422:837

Г. М. БАБУРЯН, А. А. ХАЛАТЯН

ПЕРСПЕКТИВЫ ГЕХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА
ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

При поисках отдельных, ограниченных по размерам, рудных тел применение геофизических методов разведки часто оказывается малоэффективным. Эти методы целесообразны при исследовании крупных образований—рудных полей, характеризующихся совокупностью структурных и физических особенностей пород и руд. Достоверность оценки перспективности увеличивается при совместной интерпретации результатов геофизических, геологических и геохимических работ на исследуемом рудном поле.

Большой объем сделанных нами геофизических работ—электро-разведки методом ВП и сопротивления, магниторазведки, данные по определению физических свойств пород, лито-геохимическая съемка и имеющиеся геологические сведения позволили произвести оценку рудных полей одного из рудных узлов Зангезурского региона. В дальнейшем нами применено понятие рудного поля (по мере возрастания перспективности) I-го, II-го и III-го рода.

В данной работе применена методика, предложенная М. В. Семеновым [4], которая предусматривает обобщение данных о генетических, морфологических и физических особенностях. На основании этих данных составляется оценочная карта рудного поля.

Составление таблицы информативности для рудных полей южного Зангезура находится в стадии разработки, вследствие чего в работе не приводится. Предварительные геолого-геофизические признаки, полученные на конкретных примерах Гехинского рудного узла, приведены ниже.

Гехинский рудный узел, расположенный на южном склоне Баргушатского хребта, состоит из нескольких рудных полей: Кирсского, Саридаринского, Гехинского, Аджебаджского, Анкасарского и Караундаринского. Из перечисленных подробнее рассмотрим Анкасарское и Кирсское рудные поля, как наиболее полно изученные геолого-геофизическими работами. Так как мы располагаем геологическими данными только о собственно рудных телах, а зоны гидротермально измененных пород, ореолы минерализации до конца не исследованы, то за основу определения границ рудных полей взяты данные геофизических работ.

Анкасарское рудное поле, находящееся на правом борту р. Обада-ра, сложено гидротермально измененными, среднезернистыми гранодиоритами Гярдской интрузии верхнеэоценового возраста [3]. Гранодиориты прорываются дайками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, секутся разломами, являющимися ответвлениями Дебаклинского разлома. В северо-восточной части рудного поля расположено одно-

именное медно-молибденовое месторождение, которое с 1966 г. по настоящее время находится в стадии изучения. Площадь оруденения оценивается в 1 кв. км [1, 2], но, исходя из геофизических данных, ее можно расширить до 8 кв. км. Геологические работы сосредоточены в северо-восточной части рудного поля, так как считается, что именно в этой зоне находится т. н. рудный столб [2], что подтверждается геохимическими признаками. Замечено также, что оруденение более развито в пологопадающих трещинах юго-западного падения, чем в крутопадающих северо-восточного падения, что объясняется физико-химичес

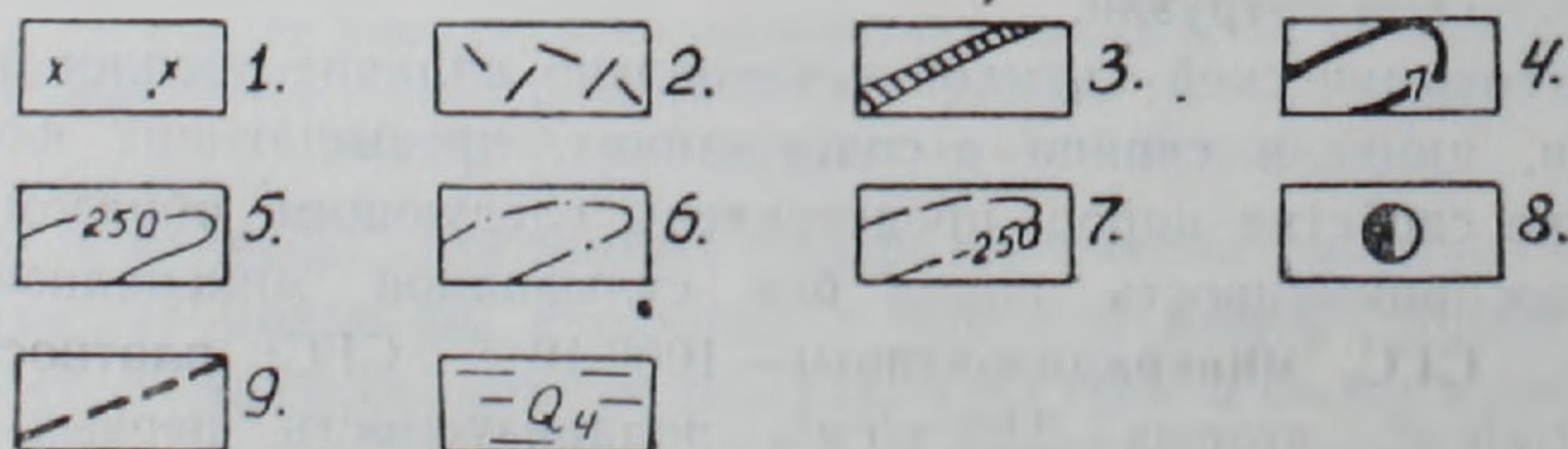
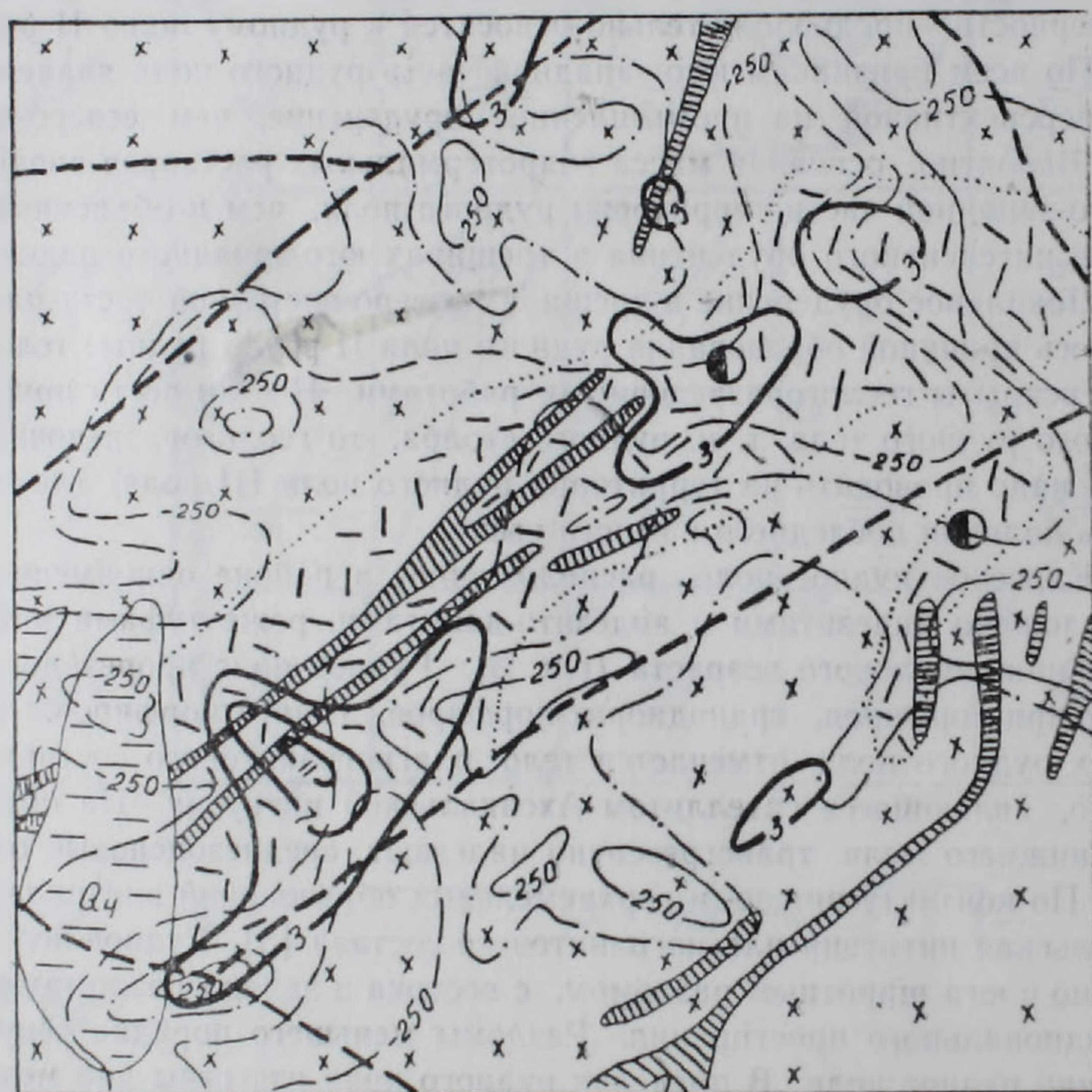


Рис. 1. Анкасарское рудное поле. 1—гранодиориты Гярдской интрузии; 2—гидротермально измененные породы; 3—дайки; 4—изолинии аномалии ВП; изодинамы вертикальной составляющей напряженности магнитного поля (гаммы); 5—положительные; 6—нулевой; 7—отрицательные; 8—рудопроявления; 9—тектонические нарушения; 10—четвертичные отложения.

кими факторами [2]. На территории рудного поля и вблизи его границ известно несколько медно-молибденовых и медных рудопроявлений.

Литогеохимической съемкой установлено наличие ореолов рассеяния следующих элементов: меди, молибдена, цинка, свинца и серебра, значительно превышающих фоновые содержания.

Изучение физических свойств пород Анкасарского рудного поля (на 200 образцах) выявило следующее.

Неизмененные породы имеют магнитную восприимчивость в пределах $(2000 \div 2500) \cdot 10^{-6}$ СГС; измененные разновидности $(600 \div 850) \cdot 10^{-6}$ СГС, плотность неизмененных пород в пределах $2,7 \text{ г/см}^3$ (минерализованные породы— $2,6 \text{ г/см}^3$); поляризуемость 1—2% (гранодиориты минерализованные—5—6%).

Измененные породы обладают малой магнитной восприимчивостью, избыточной по отношению к вмещающим породам поляризуемостью, по плотности незначительно отличаются от пород окружающей среды.

Магнитометрическая съемка выявила аномальный характер магнитного поля. Как в северо-восточной части над известным оруденением, так и на юго-западе рудного поля выявлены слабые отрицательные магнитные поля на фоне высоких положительных значений над гранодиоритами. В юго-западной части аномалия имеет спокойный характер, а на северо-востоке—мозаичный вид.

Территория рудного поля опойскована методом ВП. На юго-западе аномалия ВП достигает значений порядка 10%. По мере распространения на северо-восток аномалия падает до 3%. Кажущееся электрическое сопротивление пород рудного поля выделяется пониженными значениями—500 ом на фоне 1500 ом окружающих пород. В северо-восточной части кажущееся электрическое сопротивление пород выше—порядка 1000 ом на том же фоне.

Составлена оценочная карта—накладка Анкасарского рудного поля. Площадь разбита на квадраты со стороной в 0,5 км. По наличию в квадрате основного признака (аномалии ВП), сделан отбор перспективных для дальнейшего изучения площадей. На оценочных крестах квадратов, при наличии в квадрате аномалии ВП, в верхнем правом углу проставлена «1» и «0»—при отсутствии аномалии. В верхнем левом углу проставлена «1» при наличии в квадрате положительных геологических критериев, «0»—при отсутствии последних. В нижнем левом углу оценочного креста проставлена глубина опойскования методом ВП, как 0,1 от разносов АВ. В нижнем правом углу проставляется оценка запасов руды в квадрате. Нами проводится качественный анализ рудных полей и поэтому подсчет не произведен.

Квадраты, в которых отсутствует аномалия ВП, нами не рассматривались. Но в случае обнаружения в последних других положительных информативных признаков считается, что площадь данных квадратов недостаточно глубоко опойскована методом ВП, и там необходимо провести дополнительные работы с большими разносами АВ.

смятия и ряд других признаков, как положительных, так и отрицательных.

Площади квадратов 20, 21, 26, 27 и 32 имеют все положительные информативные признаки при отсутствии отрицательных. В связи с этим площади указанных квадратов предположительно относятся к рудному полю III рода. Площади, находящиеся в пределах квадратов 10, 11, 16, 17, не имеют исключаяющих признаков, но ввиду имеющих отклонений от положительных признаков: мозаичное магнитное поле, некоторое повышение кажущегося электрического сопротивления, небольшие повышения аномалии ВП, несоответствие аномалии ВП указанной размерности—предположительно относятся к рудному полю II рода.

По всем признакам юго-западная часть рудного поля является более перспективной на промышленное оруденение, чем северо-восточная. Вероятно, основная масса гидротермальных растворов внедрялась в юго-западной части территории рудного поля, чем и объясняется наличие интенсивного оруденения в трещинах юго-западного падения.

Локальное оруденение в трещинах северо-восточной части площади явилось причиной образования рудного поля II рода, рудные тела которого вскрыты геологоразведочными работами. И если вести поиски основного рудного тела, т. е. рудного столба, то геологоразведочные работы надо проводить на территории рудного поля III рода, где вероятность наличия последнего намного выше.

Кирсское рудное поле, расположенное в районе одноименного села, сложено андезитами и андезито-дацитами, реже туфами и туффидами нижнемелового возраста (рис. 3). Рудное поле прорезано дайками кварц-порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров. В пределах рудного поля отмечается тело плагиогранитового состава, очевидно, являющееся сателлитом Ахсакальской интрузии. На образования нижнего мела трансгрессивно налегают среднеэоценовые отложения. По контакту нижне- и верхнемеловых образований внедрилась Ахсакальская интрузия плагиогранитового состава [3]. Рудное поле ограничено с юга широтным разломом, с востока и запада разломами близ меридионального простирания. Разломы меньшего порядка секут собственно рудное поле. В пределах рудного поля известны два медных и два железорудных проявления, последние в непосредственной близости от Ахсакальской интрузии.

Литогеохимической съемкой установлено наличие ореолов рассеяния меди, цинка и свинца в содержаниях, превышающих фоновые. Физические свойства пород представлены следующим образом: магнитная восприимчивость пород без сульфидной минерализации— $2600 \cdot 10^{-6}$ СГС, минерализованные— $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС; плотность первых— $2,60 \text{ г/см}^3$, вторых— $2,99 \text{ г/см}^3$; поляризуемость первых—1,6%, вторых—4,6%.

Магнитометрические исследования, проведенные на Кирсском рудном поле, выявили аномальный характер магнитного поля—слабые отрицательные поля на фоне высоких положительных значений вне руд-

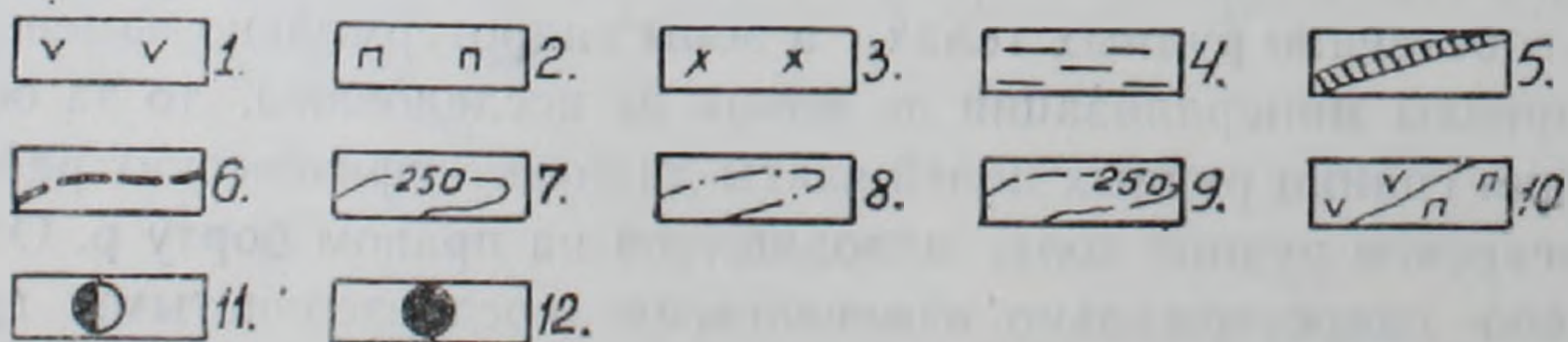
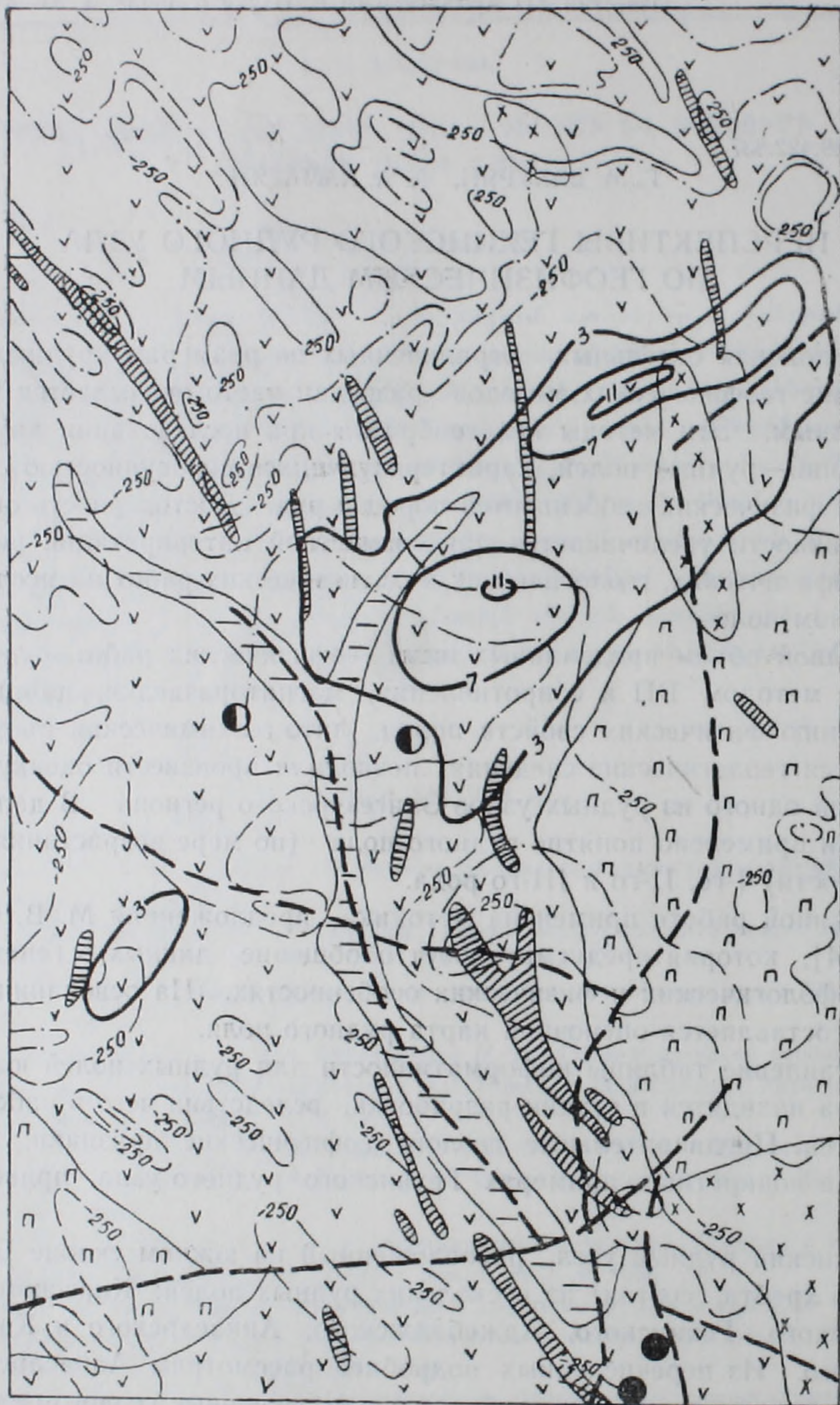
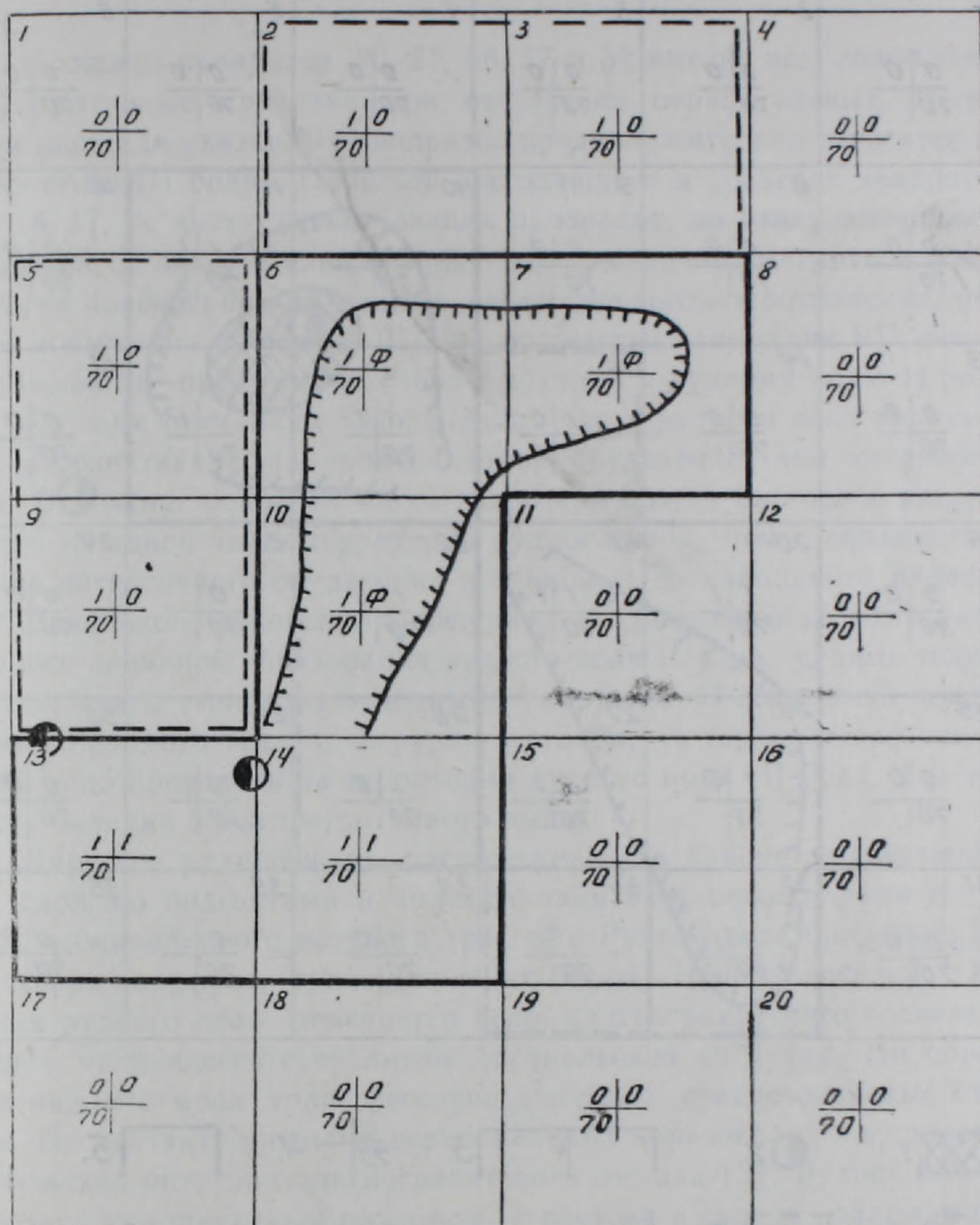


Рис. 3. Кирское рудное поле. 1—андезиты; 2—среднеэоценовые отложения; 3—плагиограниты Ахсакальской интрузии; 4—современные образования; 5—дайки; 6—тектонические нарушения; изодинамы вертикальной составляющей напряженности магнитного поля (гаммы); 7—положительные; 8—нулевой; 9—отрицательные; 10—геологические границы; рудопроявления; 11—медные; 12—железные.



1. $\frac{1}{70}$ 2. $\frac{1}{70}$ 3. $\frac{1}{70}$ 4. $\frac{1}{70}$ 5. $\frac{1}{70}$ 6. $\frac{1}{70}$

Рис. 4. Оценочная карта-накладка Кирского рудного поля. 1—оценочные квадраты и их номера; 2—оценочные кресты; 3—контур площади с положительными критериями; 4—проекция на поверхность Земли предполагаемой фигуры рудного поля; 5—площадь, недостаточно глубоко опоскованная методом ВП; 6—рудопроявления.

ного поля. Невысокие положительные значения магнитного поля в пределах рудного поля вызваны наличием даек. Аномальные величины кажущейся поляризуемости достигают 6—11%. Повышенные значения η_k наблюдаются на площади приблизительно 3000×1000 м. Рудное поле отмечено низкими значениями кажущегося электрического сопротивления—500 ом на фоне—2000 ом.

Для оценки Кирсского рудного поля составлена оценочная карта-накладка. Площадь разбита на квадраты со стороной в 1 км. По принципу, описанному выше, выделены квадраты: 6, 7, 10, 13 и 14. Для площадей выделенных квадратов рассмотрено наличие признаков, входящих в таблицу информативности. К ним относятся: ореолы рассеяния из 3-х и более элементов, совпадение ореолов рассеяния и аномалий ВП, наличие оруденения на расстоянии до одного километра от разломов высоких порядков, оруденение не ближе одного километра от крупных интрузий, наличие на площади рудного поля маленьких интрузивных тел штокового характера, оруденение в региональной зоне смятия и ряд других признаков и критериев.

Анализируя рудное поле в соответствии с вышеприведенными признаками и критериями, можем отметить, что территория в пределах 6, 7 и 10-го квадратов соответствует рудному полю III рода и подлежит геологическому опоскованию в первую очередь. Соответственно площади квадратов 13 и 14 предположительно относятся к рудному полю II рода и подлежат дальнейшему геологическому изучению.

На квадратах 2, 3, 5, 9 отсутствуют аномалии ВП, но установлено наличие ряда положительных геологических признаков и поэтому эти площади нуждаются в опосковании методом ВП с увеличенными раз-носками АВ.

Управление геологии СМ Армянской ССР

Поступила 13.V.1976.

Գ. Մ. ԲԱԲՈՒՐՅԱՆ, Ա. Ա. ԽԱԼԱԹՅԱՆ

ԳԵՂԻՐ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՀԱՆԳՈՒՅՑԻ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ ԳԵՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում արծարծվում են առանձին տարածքներում հանքային մարմինների առկայության գնահատման հարցերը: Կիրառելով Մ. Վ. Սեմյոնովի առաջարկած մեթոդը, կազմված է երկրաբանական-երկրաֆիզիկական դասակարգման տեղեկատու հատկանիշների աղյուսակ, որի հիման վրա տրվում է հանքադաշտերի հեռանկարների քարտեզը:

Առավել հեռանկարային է համարվում Հանքասարի հանքադաշտի հարավ-արևմտյան մասը: Մանրամասն երկրաբանական ուսումնասիրությունների համար առաջ է քաշվում նաև Քիրսի հանքադաշտը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Барсегян В. Б. О геологическом строении Обадаринского медно-молибденового месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 4, 1972.
2. Барсегян В. Б., Гужан Э. Х., Маркосян А. А., Торосян Р. А. О перспективах Анкасарского медно-молибденового месторождения на основании геолого-струк-

- турных и геохимических данных. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVII, № 2, 1974.
3. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. Н., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
4. Семенов М. В. Основы поисков и изучения колчеданно-полиметаллических рудных полей геофизическими методами. «Недра», Л., 1975.

УДК 550.341

Н. К. КАРАПЕТЯН

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
АРМЕНИИ И МЕХАНИЗМ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Армения является одной из сейсмоактивных зон Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. Изучение механизма землетрясений этой зоны представляет большой интерес. Нами проведено исследование 40 крупных землетрясений Армении и прилегающих областей Азербайджана, Грузии, Ирана и Турции, происшедших в период времени с 1959 по 1970 г. Исследуемая территория охватывает в основном Армянское нагорье и известна очень сильными землетрясениями в прошлом. Имеются сведения о разрушительных и сильных землетрясениях, происшедших на территории Армянского нагорья с начала нашего века.

Для определения элементов механизма очагов землетрясений использован метод А. В. Введенской, основанный на теории дислокаций [1]. Изучение напряженного состояния в очагах землетрясений нами проводилось по распределению знаков смещений в первых вступлениях продольных волн. Данные о знаках первых смещений в продольных волнах взяты из сейсмограмм станций сейсмической сети Кавказа, станций телесеismicкой сети СССР, а также заимствованы из бюллетеней BCJS и Summagi.

Все определения динамических параметров очагов землетрясений производились в стереографической проекции, на сетке Вульфа [2]. Построения велись для верхней полусферы. Положение каждой условной точки, соответствующей определенной станции, на сетке Вульфа определено по двум угловым координатам: азимуту этой станции относительно эпицентра землетрясения и углу выхода продольной волны из очага землетрясения. Углы выхода из очага продольных волн при близких эпицентральных расстояниях ($\Delta \leq 800$ км) определены путем геометрического расчета по известным глубине залегания очага землетрясения, эпицентральному расстоянию, а также скоростному разрезу земной коры. При больших эпицентральных расстояниях ($\Delta \geq 800$ км) угол выхода из очага продольных волн определялся из графика зависимости угла падения волн Р от эпицентрального расстояния [4].

Азимут с эпицентра на сейсмическую станцию при близких эпицентральных расстояниях определялся по карте, путем измерения угла между направлениями на север и на сейсмическую станцию. При больших эпицентральных расстояниях азимут с эпицентра на станцию определялся на сетке Вульфа, по известным координатам эпицентра землетрясения и эпицентральному расстоянию.

Модель очага землетрясений была принята в виде разрыва, сопровождающегося скольжением в плоскости разрыва. Направление этого

разрыва однозначно не определяется. Плоскостью разрыва в очаге землетрясения в равной мере могут быть оба разрыва, определяемые но- дальными плоскостями $y=0$ и $z=0$.

В таблице 1 и на рис. 1 даны результаты определения положений двух возможных плоскостей разрывов в очагах исследованных земле- трясений. Для обеих возможных плоскостей в таблице 1 даны азимут падения плоскости разрыва A_z^0 , угол ее падения α , то есть угол, образо- ванный плоскостью разрыва с горизонтальной плоскостью, и угол меж- ду направлением падения плоскости разрыва и направлением движе- ния верхнего крыла в этой плоскости разрыва (β_I и β_{II}). Возможные плоскости разрыва условно обозначены I и II. В тех случаях, когда подальные плоскостти невозможно было провести однозначно, в табли- це 1 даны все возможные варианты, а на рис. 1—только вариант, ука- занный в первой строке таблицы 1. Номера землетрясений на рис. 1 соответствуют порядковым номерам таблицы 1. На рис. 1 не показаны положения плоскостей разрывов в очагах повторных толчков землетря- сений. Эти данные приведены в таблице 1.

Таблица 1

Ориентация разрывов в очагах землетрясений

Дата и время возникновения землетрясения	Плоскость I			Плоскость II			Число зна- ков	Число не- согласо- ванных зна- ков
	A_z^0	α	β	A_z^0	α	β		
	2	3	4	5	6	7		
1								
24/I 1959 г. 16 ч 58 мин	156	40	6	329	51	4	9	1
29/III 1961 г. 07 ч 29 мин	163	30	50	37	72	25	8	0
	294	42	38	68	58	29	8	0
	314	80	79	222	80	79	8	0
3/XII 1961 г. 18 ч 31 мин	215	74	68	120	70	72	24	3
10/III 1962 г. 07 ч 18 мин	320	43	74	128	80	42	10	0
4/IX 1962 г. 22 ч 59 мин	224	78	78	316	76	77	47	3
11/IX 1962 г. 00 ч 17 мин	326	58	42	204	50	46	20	1
19/IX 1962 г. 14 ч 13 мин	230	80	70	137	70	79	8	0
	288	34	31	71	62	19	8	0
9/X 1962 г. 06 ч 56 мин	329	70	79	234	80	69	6	0
18/II 1963 г. 14 ч 03 мин	354	52	39	122	52	38	9	0
17/IV 1963 г. 16 ч 25 мин	55	80	75	324	76	80	7	0
	60	50	39	293	54	37	7	0
	225	46	26	9	50	25	7	0
9/X 1963 г. 04 ч 36 мин	291	80	5	137	11	25	10	0
	316	66	11	111	26	23	10	0
31/XII 1963 г. 15 ч 18 мин	76	64	20	217	32	33	11	1
	41	50	84	135	86	49	11	1
5/II 1964 г. 11 ч 27 мин	285	45	17	82	47	16	9	0
5/VI 1964 г. 00 ч 11 мин	352	70	37	107	42	59	28	2
23/VII 1964 г. 23 ч 33 мин	328	40	41	195	61	28	4	0
	232	30	29	18	64	16	4	0
	354	70	58	252	60	66	4	0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
31/VIII 1965 г. 07 ч 29 мин	296	84	66	202	66	82	50	5
7/III 1966 г. 01 ч 16 мин	11	76	80	278	80	75	72	14
27/IV 1966 г. 19 ч 48 мин	307	64	81	40	82	64	50	6
19/VIII 1966 г. 12 ч 22 мин	106	50	49	348	61	43	97	10
19/VIII 1966 г. 13 ч 15 мин	238	60	61	134	66	57	20	2
19/VIII 1966 г. 13 ч 54 мин	302	66	77	37	78	65	35	3
19/VIII 1966 г. 14 ч 17 мин	10	80	58	274	58	78	19	2
19/VIII 1966 г. 18 ч 41 мин	296	72	80	28	80	72	12	0
20/VIII 1966 г. 11 ч 59 мин	304	64	70	204	72	62	74	10
20/VIII 1966 г. 12 ч 01 мин	344	66	72	246	74	65	10	1
30/I 1967 г. 01 ч 20 мин	224	70	41	336	45	60	47	8
29/VI 1967 г. 08 ч 22 мин	30	78	61	294	62	76	25	3
25/V 1968 г. 00 ч 29 мин	298	80	85	29	86	80	22	1
26/V 1968 г. 05 ч 34 мин	91	82	14	211	16	58	20	1
9/VI 1968 г. 00 ч 56 мин	303	50	53	186	62	43	76	12
1/IX 1968 г. 05 ч 39 мин	350	56	72	249	75	54	53	7
16/IX 1968 г. 07 ч 10 мин	351	47	14	192	45	15	15	0
	281	52	50	38	60	45	15	0
18/IX 1968 г. 06 ч 17 мин	334	54	88	242	88	54	12	0
24/IX 1968 г. 04 ч 19 мин	7	70	57	110	60	66	28	6
25/IX 1968 г. 20 ч 52 мин	150	72	69	52	70	70	19	0
	57	89	65	149	66	88	19	0
1/X 1968 г. 18 ч 16 мин	320	44	64	211	72	41	15	2
10/IX 1969 г. 12 ч 13 мин	46	78	71	312	72	78	56	8
3/I 1970 г. 06 ч 54 мин	238	74	54	340	56	70	48	5
17/II 1970 г. 02 ч 59 мин	282	80	87	192	82	79	27	3
14/III 1970 г. 01 ч 51 мин	35	88	53	304	54	87	52	6

При рассмотрении плоскостей разрывов, представленных на рис. 1, можно отметить, что в основном направление одной из плоскостей разрыва в очагах землетрясений примерно совпадает с направлением известных тектонических разломов на исследуемой территории. При этом падение плоскостей разрывов, в основном, крутое. Из 102 возможных плоскостей разрыва 83 имеют углы падения $\geq 50^\circ$, 16 имеют углы падения от 30 до 47° и только в 3 случаях они залегают почти горизонтально.

Согласно значениям углов β_1 и $\beta_{1'}$ в очагах землетрясений и их последующих толчков преобладают движения, в основном, типа сдвигов. Действительно, в 67 случаях преобладают компоненты подвижки по простиранию плоскости разрыва, а в 35 случаях преобладают компоненты подвижки по падению плоскости разрыва.

Выяснив положение нодальных линий на сетке Вульфа, а, следовательно, и положение их полюсов, нами определены направления осей напряжений сжатия и растяжения, а также направления осей промежуточного или нулевого напряжения. Полученные результаты сведены в таблицу 2. В этой таблице даны значения азимутов A_z осей сжимающего, растягивающего и промежуточного (нулевого) напряжений, а также значения углов падения этих осей, то есть углов, составленных этими осями с горизонтальной плоскостью. При этом по-

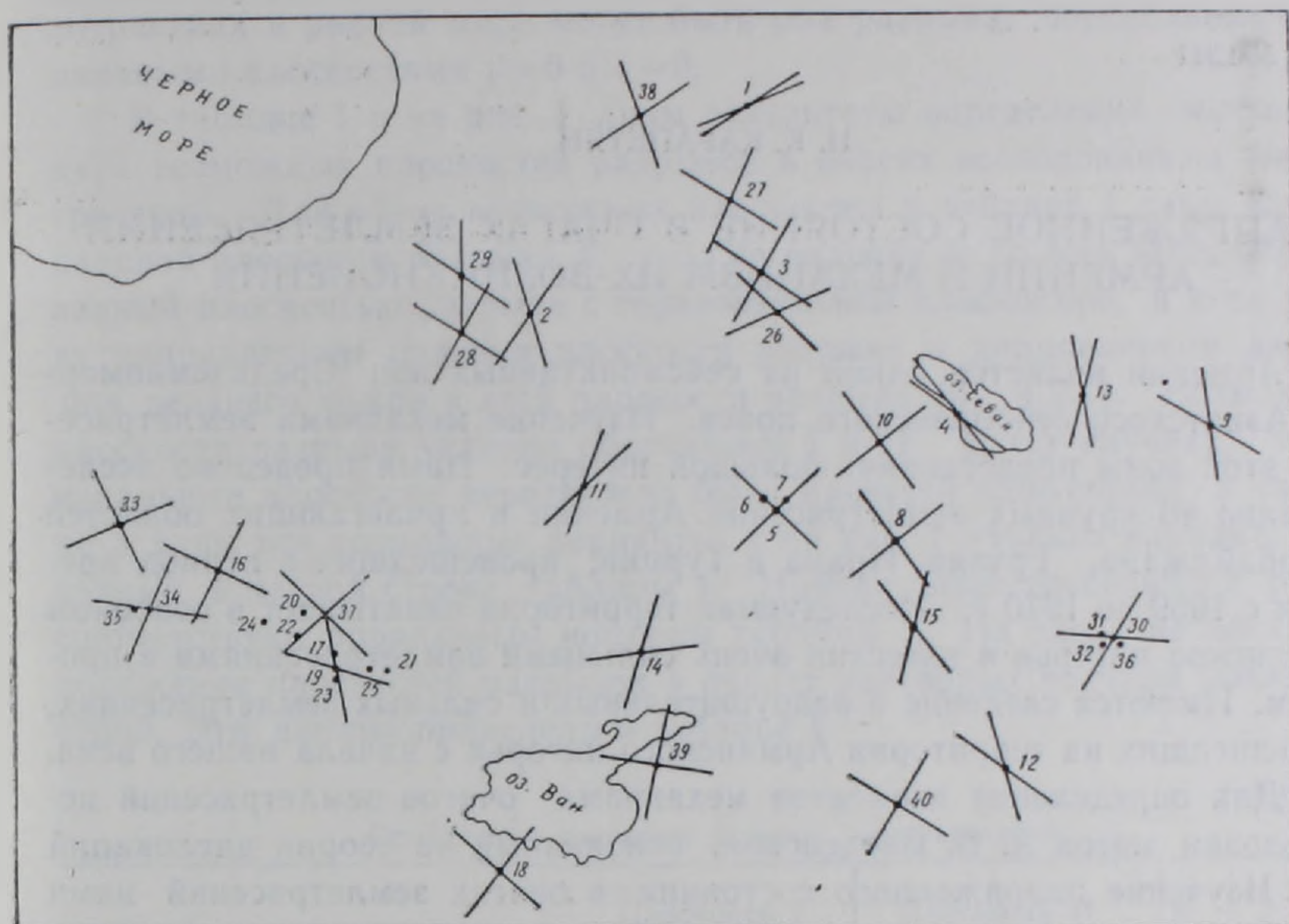


Рис. 1. Ориентация плоскостей разрывов в очагах землетрясений Армянского нагорья.

ложение осей напряжений определено однозначно согласно использованной методике А. В. Введенской [3].

На рис. 2 приведены горизонтальные проекции осей напряжений сжатия, действовавших в очагах землетрясений. Номера землетрясений на этом рисунке и на всех последующих рисунках соответствуют порядковым номерам таблицы 2. Направления осей сжатия показаны двумя сходящимися стрелками. Величина стрелок в масштабе, показанном на рис. 2, пропорциональна косинусу угла падения оси сжатия.

Согласно рис. 2 и данным, приведенным в таблице 2, оси напряжений сжатия, действовавших в очагах исследованных землетрясений, в основном, ориентированы горизонтально, угол падения оси сжатия только в десяти случаях из 51 превышает 30° . При этом направление оси сжимающего напряжения примерно перпендикулярно простиранию структур.

На рис. 3 даны горизонтальные проекции осей напряжений растяжения, действовавших в очагах землетрясений. Направления осей растяжения показаны двумя расходящимися стрелками. Величина стрелок в масштабе, показанном на рис. 3, пропорциональна косинусу угла падения оси растяжения. Как следует из рис. 3, ориентация осей растяжения во всех рассмотренных случаях не одинаковая. В 30 случаях ось растяжения составляет с горизонтальной плоскостью углы не более 30° , а в 21 случае эти углы имеют значения от 33 до 80° .

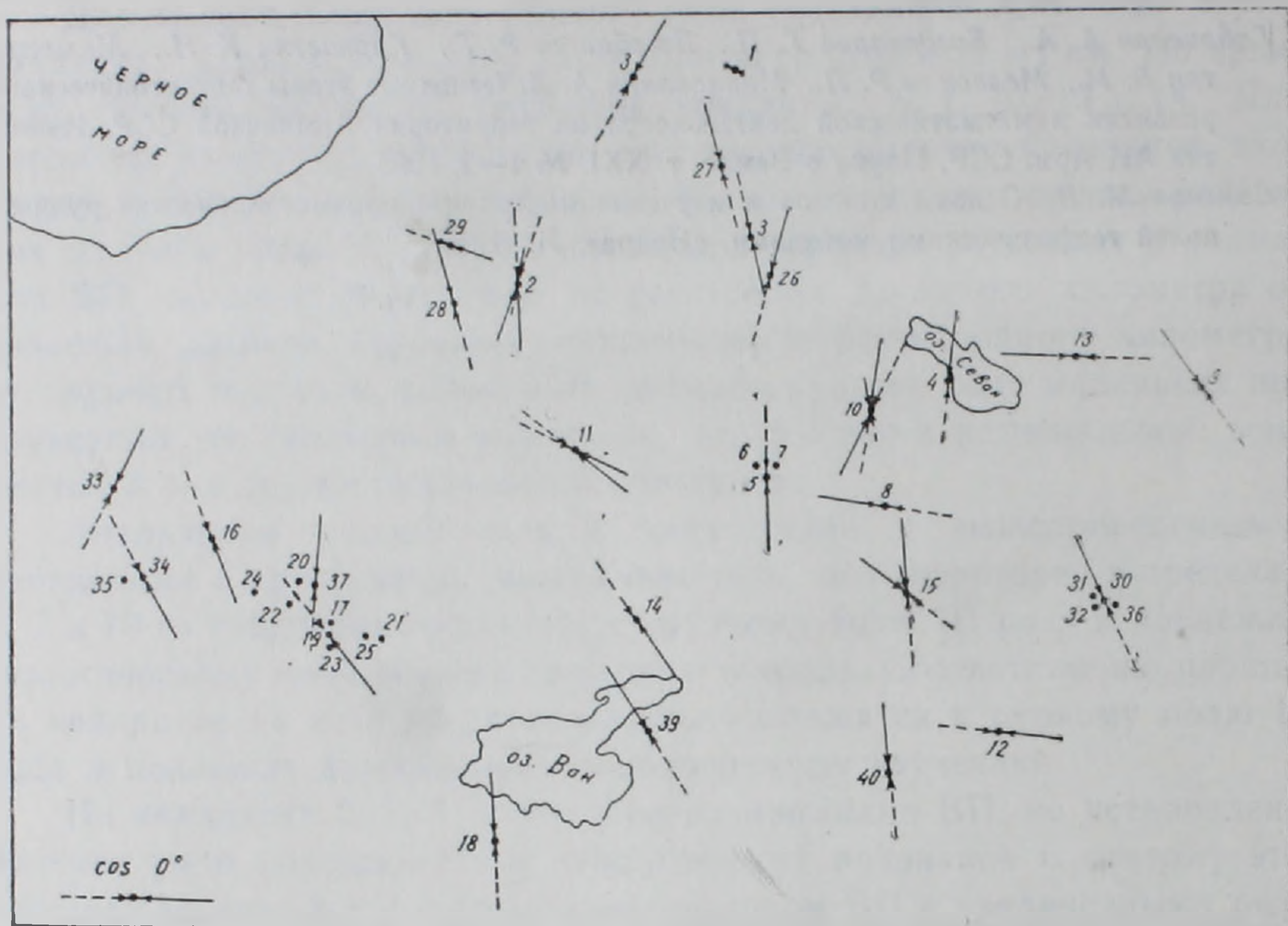


Рис. 2. Ориентация осей напряжения сжатия.

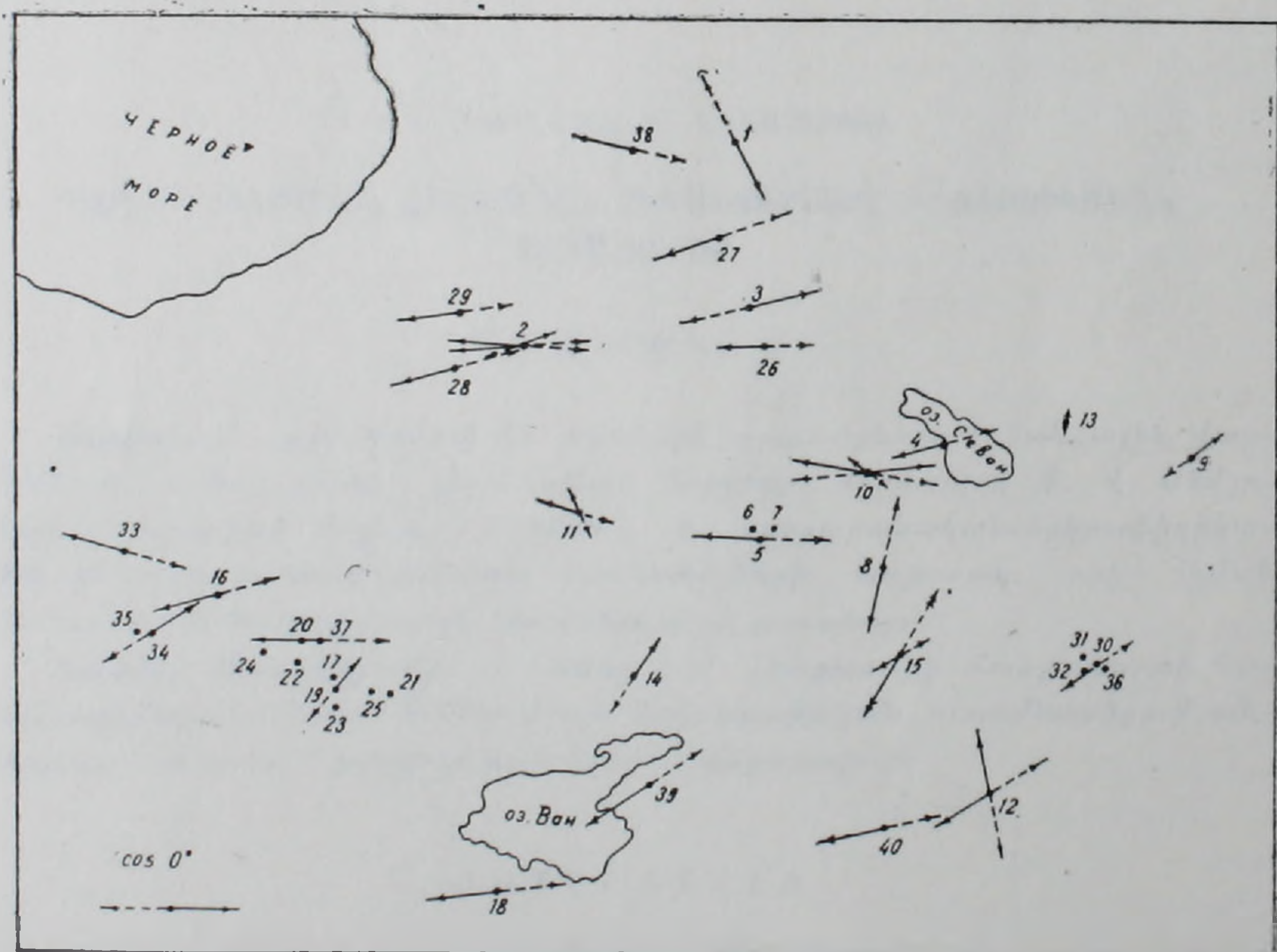


Рис. 3. Ориентация осей напряжения растяжения.

Таблица 2

Ориентация напряжений в очагах землетрясений

Дата и время возникновения землетрясения	Н а п р я ж е н и е					
	сжатия		растяжения		промежуточное	
	A_z^0	e^0	A_z^0	e^0	A_z^0	e^0
1	2	3	4	5	6	7
24/I 1959 г. 16 ч 58 мин	304	83	152	5	62	3
29/III 1961 г. 07 ч 29 мин	199	22	70	57	299	23
	16	63	270	8	174	25
	178	0	268	15	88	75
3/XII 1961 г. 18 ч 31 мин	168	27	77	2	342	64
10/III 1962 г. 07 ч 18 мин	8	22	256	40	120	41
4/IX 1962 г. 22 ч 59 мин	179	1	271	18	94	72
11/IX 1962 г. 00 ч 17 мин	172	4	269	56	80	35
19/IX 1962 г. 14 ч 13 мин	185	21	92	7	344	67
	32	67	266	14	170	17
9/X 1962 г. 06 ч 56 мин	280	21	14	7	122	68
18/II 1963 г. 14 ч 03 мин	328	1	58	60	238	29
17/IV 1963 г. 16 ч 25 мин	10	18	279	3	182	73
	353	61	87	2	178	29
	207	2	305	72	116	19
9/X 1963 г. 04 ч 36 мин	116	35	285	55	22	4
	128	19	338	68	221	10
31/XII 1963 г. 15 ч 18 мин	109	66	241	16	337	17
	97	31	351	24	229	49
5/II 1964 г. 11 ч 27 мин	274	1	9	78	184	12
5/VI 1964 г. 00 ч 11 мин	145	17	34	51	248	35
	357	11	243	63	92	24
	349	67	211	18	116	15
23/VII 1964 г. 23 ч 33 мин	307	37	211	5	115	53
31/VIII 1965 г. 07 ч 29 мин	158	11	252	21	40	66
7/III 1966 г. 01 ч 16 мин	324	18	54	3	155	72
27/IV 1966 г. 19 ч 48 мин	356	24	262	12	147	62
19/VIII 1966 г. 12 ч 22 мин	139	7	40	52	231	35
19/VIII 1966 г. 13 ч 15 мин	278	3	185	40	10	50
19/VIII 1966 г. 13 ч 54 мин	352	26	258	7	154	63
19/VIII 1966 г. 14 ч 17 мин	328	30	229	14	116	56
19/VIII 1966 г. 18 ч 41 мин	344	19	252	4	148	70
20/VIII 1966 г. 11 ч 59 мин	346	5	251	33	84	56
20/VIII 1966 г. 12 ч 01 мин	26	5	292	30	126	60
30/I 1967 г. 01 ч 20 мин	16	14	268	48	116	38
29/VI 1967 г. 08 ч 22 мин	346	29	250	10	142	58
25/V 1968 г. 00 ч 29 мин	344	10	253	4	140	80
26/V 1968 г. 05 ч 34 мин	106	52	260	35	359	14
9/VI 1968 г. 00 ч 56 мин	337	7	237	52	73	37
1/IX 1968 г. 05 ч 39 мин	33	12	295	35	140	52
16/IX 1968 г. 07 ч 10 мин	181	1	278	80	91	11
	343	53	248	5	154	37

1	2	3	4	5	6	7
18/IX 1968 г. 06 ч 17 мин	24	23	282	26	151	54
24/IX 1968 г. 04 ч 19 мин	150	6	55	37	248	53
25/IX 1968 г. 20 ч 52 мин	102	28	12	1	278	62
	100	18	195	15	326	66
1/X 1968 г. 18 ч 16 мин	2	17	252	46	105	39
10/IX 1969 г. 12 ч 13 мин	1	21	268	4	170	68
3/I 1970 г. 06 ч 54 мин	22	11	282	37	126	51
17/II 1970 г. 02 ч 59 мин	328	5	236	8	64	77
14/III 1970 г. 01 ч 51 мин	356	26	254	22	130	54

На рис. 4 приведены горизонтальные проекции осей промежуточных напряжений, то есть осей, в направлении которых напряжения равны нулю. Направления осей промежуточных напряжений показаны сплошными прямыми линиями. Длина линий в масштабе, показанном на рис. 4, пропорциональна косинусу угла падения оси промежуточных

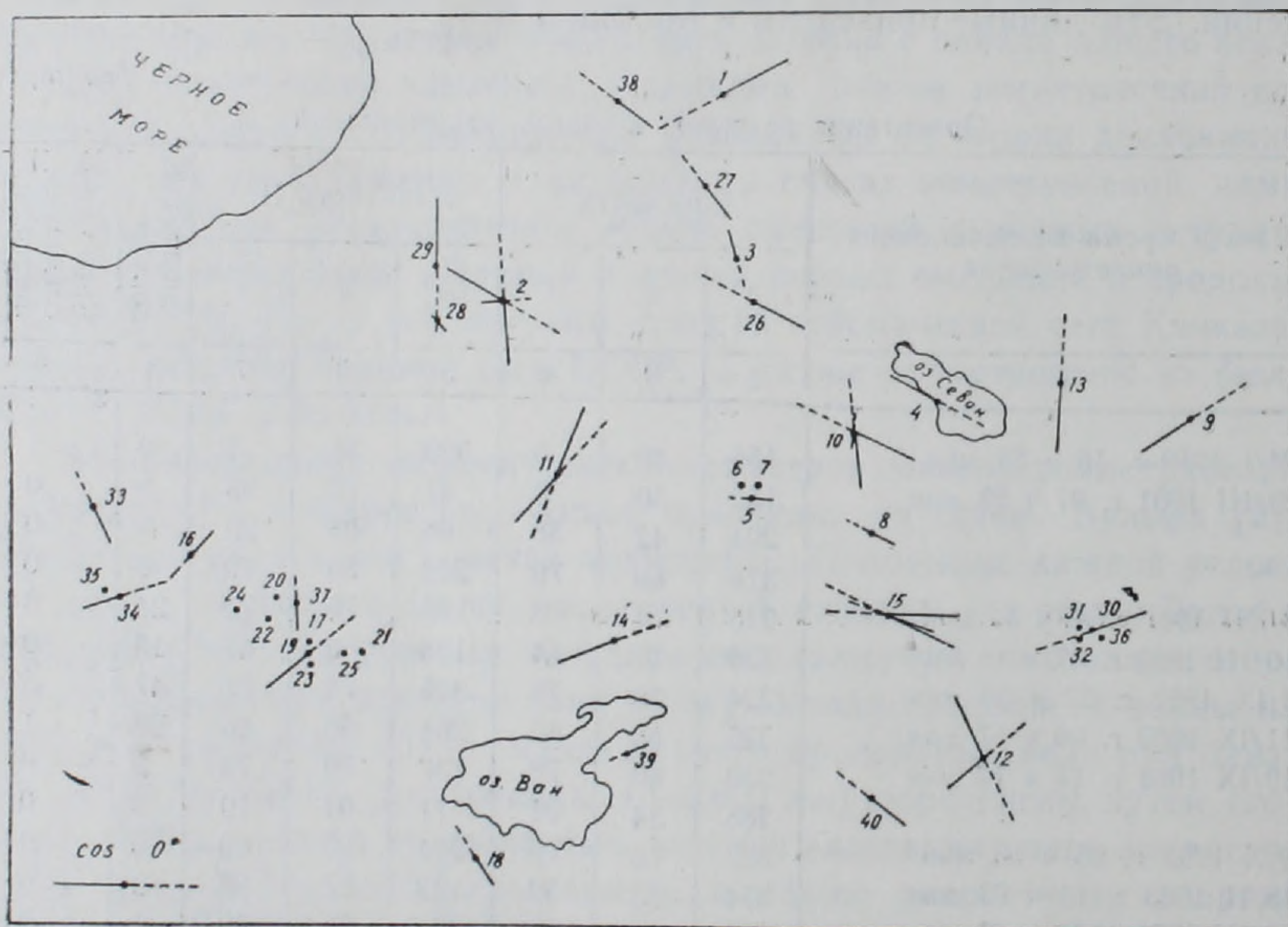


Рис. 4. Ориентация осей промежуточного напряжения.

напряжений. Оси промежуточных напряжений рассмотренных землетрясений ориентированы, в основном, в вертикальном направлении. В 27 случаях угол падения оси промежуточного напряжения превышает 50° .

С целью выявления связи между динамическими параметрами очагов главного толчка землетрясения и его афтершоками, исследованы механизмы очагов Игдырского землетрясения 1962 г., землетрясения в Варто 1966 г., Зангезурского и Турецкого землетрясений 1968 г. Как

следует из таблиц 1 и 2, для рассмотренных четырех землетрясений абсолютной идентичности в расположении нодальных плоскостей и осей напряжений в очагах главного толчка землетрясения и его основных афтершоков не наблюдается.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 15.IX.1976.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱՇԱՐԺԵՐԻ ՕՋԱԽՆԵՐԻ ԼԱՐՎԱԾ ՎԻՃԱԿԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում բերվում են Հայկական լեռնաշխարհի տարածքում 1959—1970 թ.թ. տեղի ունեցած 40 ուժեղ երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմի ուսումնասիրության արդյունքները:

Տվյալներ են ստացված խզումների երկու հնարավոր հարթությունների կողմնորոշման և այդ հարթություններում շարժման ուղղության վերաբերյալ:

Հետազոտվող տարածքի համար որոշված է երկրաշարժերի օջախներում գլխավոր լարվածության առանցքների ուղղությունը:

Բացահայտված է երկրաշարժի ժամանակ օջախներում գլխավոր հարվածի և նրա աֆտերշոկների լարված վիճակների կապը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Введенская А. В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1956.
2. Введенская А. В. О применении сетки Вульфа при определении динамических параметров очагов землетрясений. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 20, 1957.
3. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. «Наука», М., 1969.
4. Гоцадзе О. Д., Кейлис-Борок В. И. и др. Исследование механизма землетрясений. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 40, 1957.

УДК 550.3:525.2

М. П. ВОЛАРОВИЧ, Г. Ш. ШАГИНЯН, Е. И. БАЮК

ПЛОТНОСТЬ И СКОРОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
АНДЕЗИТОВЫХ ПОРОД АРМЕНИИ
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Изучение упругих свойств горных пород и минералов при высоких термодинамических параметрах представляет большой интерес для многих разделов геофизики и геологии [4—9]. Так, например, исследование истории глубинных разломов Армении требует сведений о физических характеристиках горных пород из этих зон. Нами образцы собирались вдоль Ереван-Ордубадского глубинного разлома, ширина которого 10—15 км. Территориально эта зона входит в Вединский и Ехегнадзорский районы и охватывает бассейны среднего и верхнего течений р. Веди и правых притоков р. Арпа. Глубинные тектонические разломы являются одним из важнейших структурных элементов земной коры. Отличаясь, как правило, длительностью формирования, они контролируют пространственное развитие формаций горных пород, магматизма, процессов рудообразования, сейсмичности и т. д. [13]. Поэтому изучение глубинных разломов и тяготеющих к ним областей, с целью восстановления истории геологического развития, приобретает научное и практическое значение.

Приуроченность подавляющего большинства разрушительных землетрясений к определенным элементам тектонического строения, в частности, к зонам глубинных разломов земной коры, известна. К такому выводу приводят исследователей и анализ наиболее значительных землетрясений в Армении [3—11]. В этом смысле не составляет исключения и Ереван-Ордубадский глубинный разлом, заложение и развитие которого связывается с тектоническими движениями, действовавшими в этой области на протяжении длительного времени. Следовательно, восстановление истории геологического развития этого разлома может, в частности, сыграть важную роль в освещении неясных вопросов сейсмотектоники этой области.

В Ереван-Ордубадском синклинории породы андезитовой субформации охватывают интервал от олигоцена до низов плиоцена, составляя единый вулканический комплекс. Характерной чертой указанной субформации является содержание комплекса пород с повышенной щелочностью. Наиболее щелочными, по данным А. С. Остроумовой, являются лейцитовые и гаюиновые порфиры. Более широким развитием в указанной субформации пользуются эффузивы нормальной щелочности, в том числе пироксеновые, пироксен-роговообманковые андезиты. В эту толщу, известную под названием палеотипных андезитов, входят также роговообманковые биотитовые трахилипариты и трахиандезиты [8].

Испытание образцов горных пород указанной субформации производилось при давлении до 15 кбар на установке поршень-цилиндр, разработанной в Институте физики Земли АН СССР [5]. Средой, передающей давление, является пластичное твердое тело—свинец. Применялась методика, которая позволяет производить одновременное определение скоростей упругих волн и декремента объема у горных пород и, следовательно, вычислять их сжимаемость и плотность.

Основная часть установки состоит из камеры высокого давления, двух наковален и двух поршней, изготовленных из твердого сплава ВК-6 или ВК-8. Камера и наковальни спрессованы в стальные кольца—поддержки. Образец породы помещается в камеру в тонкой свинцовой оболочке. Смещение поршней измеряется в процессе опыта двумя индикаторами часового типа с ценой деления шкалы 0,001 см. Давление создается с помощью 100-тонного гидравлического пресса типа ВК-18. Скорости продольных волн в образцах определялись импульсным ультразвуковым методом на частоте 1—1,8 Мгц. В качестве пьезоэлектрических датчиков, применялась пьезокерамика ЦТС, которая монтировалась в поддерживающие кольца наковален. Ультразвуковая измерительная аппаратура состояла из генератора импульсов Г 5-15, широкополосного усилителя УШ-10 и импульсного осциллографа С1-13А и описана в работе [8]. Измерения скоростей продольных волн при нормальных условиях не выявили анизотропии скоростей упругих волн в отобранных образцах, поэтому они вырезались в произвольном направлении в виде цилиндров длиной 2 см и диаметром 1,75 см и изготовлялись с точностью до 0,002 см. Декремент объема измерялся статическим методом.

Результаты определения скорости показывают, что увеличение давления до 1 кбар приводит, как обычно, к резкому увеличению скорости ϑ (до 30%), поскольку начинают закрываться щелеобразные поры или микротрещины [2] и улучшается акустический контакт между зернами в породе, затем степень возрастания скорости уменьшается. В области давления от 5 до 15 кбар возрастание ϑ составляет 5—8%. Кривые зависимости скорости продольных волн от давления в андезитовых породах располагаются в интервале 3,13—4,44 км/сек при атмосферном давлении и 4,95—5,77 км/сек при 14 кбар. На рис. 1 эта область показана штриховкой.

В таблице 1 приведены значения пористости при атмосферном давлении, скорости продольных волн и плотности при некоторых давлениях до 15 кбар для всех изученных пород. Из таблицы видно, что менее пористые и более плотные образцы по значениям скорости продольных волн располагаются в верхней части заштрихованной области. Отдельными линиями на рис. 1 показаны кривые изменения ϑ от давления для пироксенового андезита (обр. 4258), сиенита (обр. 4271), трахиандезитов (обр. 4272, 4273), липарита (обр. 4274) и липарито-дацита (обр. 4275). Кривые зависимости скорости от давления для пироксенового андезита 4258 и сиенита 4271 располагаются вне заштрихованной об-

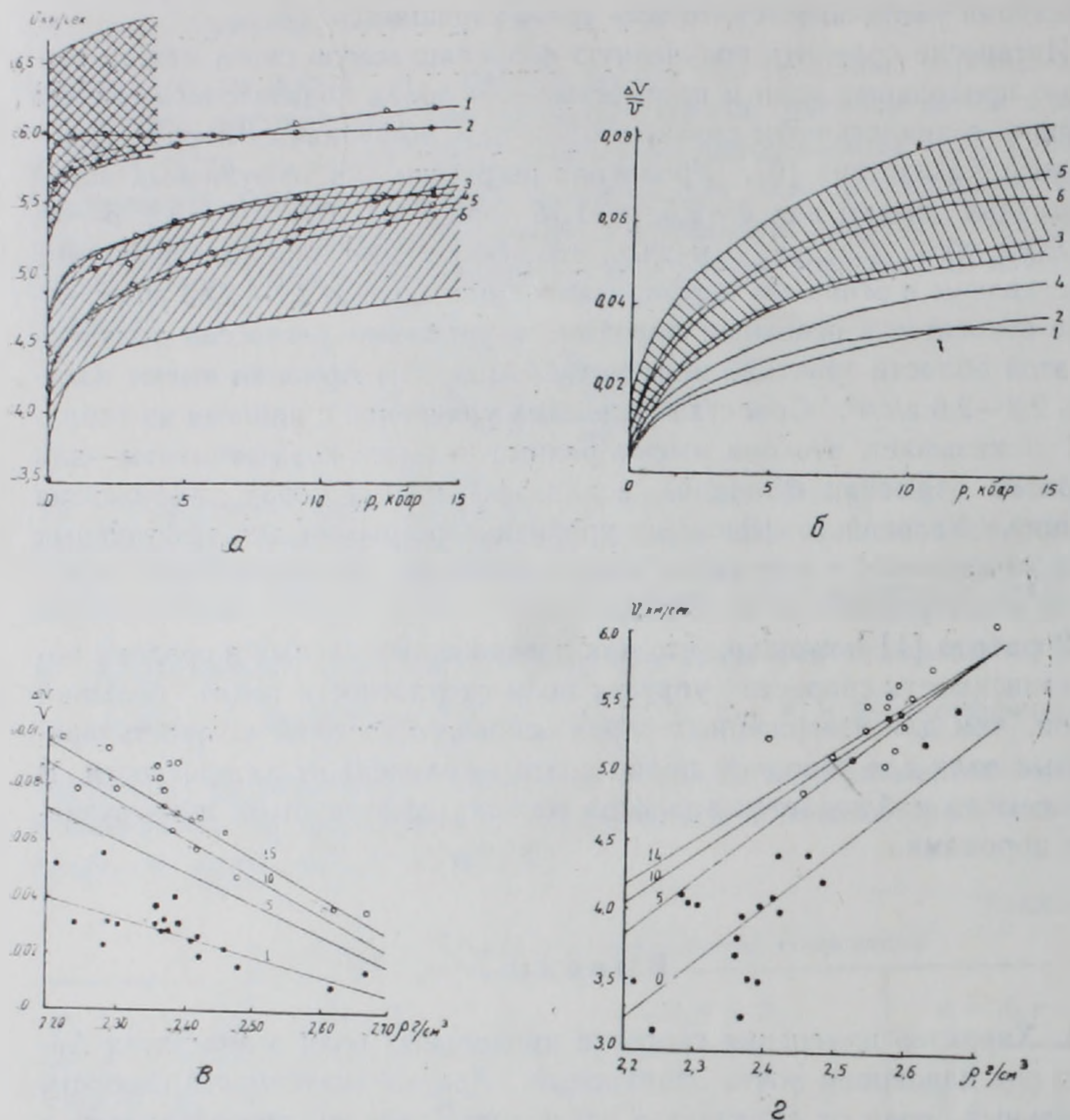


Рис. 1. Зависимость скорости упругих волн от давления: а) для горных пород андезитового состава Армении—заштрихованная область, 1—пироксеновый андезит (4258), 2—сиенит (4271), 3—4—трахиандезиты (4273 и 4272), 5—липарито-дацит (4275), 6—липарит (4274); дисритов и гранодиоритов Магнитогорского района—двойная штриховка и сиенита—пунктирная линия. б) Изменение декремента объема с давлением для андезитовых пород Армении. в) Зависимость между $\frac{\Delta V}{V_0}$ и ρ для андезитовых пород Армении, 1, 5, 10, 15—давления в кбарах. г) Зависимость между v и ρ для андезитовых пород Армении. 0, 1, 5, 10, 15—давления в кбарах.

ласти. В этих образцах наблюдались более высокие значения скорости во всем интервале давлений. Для андезита 4258 это связано с повышенным содержанием пироксена—минерала, обладающего высокой скоростью продольных волн. Сиениты характеризуются более высокими значениями скоростей упругих волн, чем их эффузивные аналоги. Это следует и из сопоставления приведенных данных с результатами для диоритов и гранодиоритов из работ [1, 10, 12], показанных на рис. 1 двойной штриховкой. Интересно сравнить две кривые зависимости v от давления для сиенита из Армении и сиенита из Магнитогорского

Таблица 1

Плотность и скорость продольных волн для андезитовых пород Армении
(в зависимости от давления, кбар)

№ образцов	Пористость К, %	Плотность (г/см³, при давлении, кбар					Скорость продольных волн (км/сек) при давлении, кбар				
		0,001	1	5	10	15	0,001	1	5	10	15

Андезиты

4257	1,20	2,46	2,51	2,57	2,61	2,63	4,40	5,00	5,40	5,62	5,77
4258	2,20	2,67	2,71	2,74	2,76	2,77	5,46	5,74	5,96	6,12	6,22
4259	5,80	2,42	2,48	2,54	2,58	2,59	4,00	4,80	5,00	5,16	5,35
4260	7,80	2,38	2,44	2,49	2,52	2,54	3,51	4,70	5,14	5,26	5,30
4261	8,20	2,36	2,44	2,51	2,56	2,58	3,69	4,56	4,82	5,06	5,18
4262	9,50	2,37	2,44	2,50	2,55	2,57	3,95	4,44	4,76	4,96	5,08
4263	10,50	2,39	2,46	2,52	2,56	2,58	3,47	4,50	4,96	5,40	5,65
4264	10,50	2,21	2,33	2,40	2,44	2,45	3,48	4,44	4,58	4,72	4,86
4265	11,90	2,29	2,39	2,46	2,50	2,52	4,06	4,34	4,72	5,00	5,10
4266	11,90	2,36	2,46	2,50	2,55	2,57	3,80	4,66	5,14	5,40	5,57
4267	12,40	2,39	2,45	2,52	2,56	2,57	4,02	4,88	5,06	5,28	5,42
4268	14,50	2,30	2,38	2,44	2,48	2,49	4,04	4,48	4,80	5,00	5,12
4269	14,90	2,28	2,33	2,38	2,40	2,40	4,11	4,74	4,90	5,10	5,26
4270	17,60	2,24	2,32	2,40	2,41	2,43	3,13	4,34	4,58	4,82	4,95

Сиениты

4271	0,80	2,62	2,65	2,69	2,71	2,72	5,42	5,96	6,00	6,08	6,01
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Трахиандезиты

4272	8,50	2,48	2,51	2,56	2,59	2,60	4,44	5,06	5,42	5,52	5,56
4273	9,00	2,42	2,47	2,52	2,56	2,57	4,40	4,96	5,26	5,42	5,46

Липариты

4274	9,40	2,41	2,48	2,53	2,57	2,59	4,10	4,60	5,06	5,30	5,44
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Липарито-дациты

4752	10,90	2,37	2,44	2,49	2,54	2,56	3,23	4,60	5,10	5,36	5,50
------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

района [12], которые имеют одинаковые значения плотности при нормальных условиях и пористости, различающейся почти в два раза. Получено хорошее совпадение данных, хотя график для сиенита из Магнитогорского р-на располагается несколько ниже из-за большей пористости образца. Графики для трахиандезитов, липарита и липарито-дацита разместились в верхней части заштрихованной области, а именно там, где кривые для андезитов с пористостью менее 10%. Эти породы, близкие к андезитам по минеральному составу, оказались подобными и по упругим и плотностным свойствам.

В процессе эксперимента определялось изменение декремента объема $\frac{\Delta V}{V}$ угорных пород в функции давления (рис. 1). Опыты показали, что декремент объема для андезитовых пород изменяется от 0,017 до 0,037 при повышении давления до 1 кбар. Далее декремент объема для них увеличивается более чем вдвое и при 15 кбар варьирует от 0,053 до 0,085. На рис. 1 б эта область показана штриховкой; одновременно

показаны графики изменения $\frac{\Delta V}{V_0}$ от давления для остальных исследованных горных пород. Из графика видно, что те горные породы, которые имеют высокие скорости продольных волн, располагаются здесь в нижней части, а сиенит (4258) и андезит пироксеновый (4271) имеют наименьший декремент объема, который при 15 кбар составляет 0,037. Зная изменение декремента объема и начальную плотность горной породы, можно вычислить плотность ρ при любом давлении по известной формуле

$$\rho = \frac{\rho_0}{1 - \frac{\Delta V}{V_0}}, \quad (1)$$

где ρ_0 — плотность при атмосферном давлении. Ввиду того, что была замечена связь между декрементом объема и начальной плотностью у горных пород, представляла интерес также корреляционная связь $\frac{\Delta V}{V_0}$ от ρ_0 при разных давлениях. Уравнение регрессии записывается в виде линейного уравнения $\frac{\Delta V}{V_0} = A_1 \rho_0 + B_1$, где A_1 и B_1 — коэффициенты, зависящие от давления. Численные значения коэффициентов A_1 и B_1 и коэффициента корреляции r , определенные для некоторых значений давлений, приведены в таблице 2.

Таблица 2

Параметры регрессии и коэффициентов корреляции

P кбар	$\frac{\Delta V}{V_0} = A_1 \rho_0 + B_1$			$v = A_2 K + B_2$			$v = A_3 \rho + B_3$		
	A_1	B_1	r_1	A_2	B_2	r_2	A_3	B_3	r_3
0,001				-0,08	4,75	-0,58	4,03	-5,63	0,65
1	-0,07	0,195	0,75	-0,085	5,25	-0,67			
5	-0,11	0,314	0,86	-0,056	5,59	-0,68	4,01	-4,99	0,91
10	-0,13	0,374	0,84	-0,054	5,78	-0,68	3,48	-3,59	0,83
15	-0,14	0,41	0,86	-0,053	5,88	-0,65	3,27	-3,01	0,82

Из таблицы 2 видно, что коэффициент корреляции r высокий. Найденные уравнения регрессии имеют большое практическое значение, т. к. позволяют по плотности при нормальных условиях для породы андезитового состава определить изменение декремента объема при высоком давлении, а далее, пользуясь формулой (1), определить плотность при том же давлении. Рядом авторов исследовались зависимости $\phi(\rho)$ для горных пород [7]. Представляло интерес установление коррекционной связи между ϕ и ρ , а также между ϕ и K при разных давлениях для пород андезитового состава. Полученные значения коэффициентов A , B и r также приведены в таблице 2. При атмосферном давлении разброс точек велик и коэффициент корреляции r мал, вероятно вследствие неоднородности и микротрещиноватости пород и т. п. При повы-

шении давления разброс точек заметно уменьшается и коэффициент корреляции увеличивается, то есть связь улучшается.

Интересно сравнить полученную корреляционную связь между скоростью продольных волн и плотностью для пород андезитового состава Армении с аналогичным соотношением для эффузивных пород Центрального Казахстана [6]. Уравнения регрессии для эффузивных пород Казахстана имеют вид $\vartheta=2,5$, $\rho=1,16$ при $P=1$ атм и $\vartheta=2,5$, $\rho=0,6$ при $P=4$ кбар. Следует отметить, что эффузивные породы Казахстана представлены в основном порфиритами с плотностью $2,7-2,85$ г/см³, которые относятся к основным породам, и уравнение регрессии получено для этой области значений плотности. Андезиты Армении имеют плотность $2,2-2,6$ г/см³. Сопоставление этих уравнений с нашими из таблицы 2 показывает, что они имеют разные угловые коэффициенты—для андезитов Армении больший, а для эффузивных пород Казахстана меньший. Угловой коэффициент уравнения регрессии для эффузивных пород не изменяется или очень мало изменяется при повышении давления от атмосферного до 4—5 кбар.

В работе [1] показано, что для изверженных кислых и средних пород зависимость скорости упругих волн от плотности имеет больший наклон, чем для изверженных пород основного состава. Скорость продольных волн для основных пород почти не зависит от их плотности. В этом смысле наблюдается аналогия между эффузивными и интрузивными породами.

В ы в о д ы

1. Характер изменения скорости продольных волн в андезитах Армении под давлением почти одинаковый. Кривые зависимости скорости продольных волн от давления в изученных породах располагаются в довольно узкой области, в интервале $3,13-4,44$ км/сек при атмосферном давлении и $4,95-5,77$ км/сек при 15 кбар. Эта область для эффузивных андезитов ниже, чем область для их интрузивных аналогов—диоритов и гранодиоритов.

2. Изменение объема больше у тех андезитов, которые имеют меньшее значение плотности и наоборот.

3. Замечена зависимость между скоростью продольных волн, плотностью и пористостью для пород андезитового состава и установлена корреляционная связь между этими параметрами.

Институт физики Земли Академии наук СССР,

Ереванский политехнический институт

Поступила 20.III.1977.

Մ. Պ. ՎՈԼԱՐՈՎԻՉ, Գ. Շ. ՇԱՀԻՆՅԱՆ, Ե. Ի. ԲԱՅՈՒԿ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԱՆԴԵՋԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԽՏՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՎ ԱՐԱԳՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԲՆՈՒԹԱԳՐՈՒՄԸ ԲԱՐՁՐ ՃՆՇՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ապարների ֆիզիկական հատկությունների ուսումնասիրությունը բարձր ճնշման պայմաններում կարևոր նշանակություն ունի խորքային խզումների զարգացման պատմությունը բացահայտելու համար:

Երևան-Օրդուբադի խորքային խզման զոնայից վերցված փորձանմուշները հիմնականում ներկայացված են անդեզիտներով, տրախիանդեզիտներով, սիենիտներով և լիպարիտներով: Նորմալ պայմաններում որոշված է ապարների խտությունը, ծակոտկենությունը և նրանց մեջ առաձգական ալիքների տարածման արագությունը:

Որոշված է երկայնակի ալիքների տարածման արագության աճը, այդ մեծության տեղադրման տիրույթները, ծավալի և խտության փոփոխությունը 0—15 կբ ճնշման սահմաններում: Որոշված է այդ մեծությունների միջև համահարաբերակցական կապը: Ստացված տվյալները համեմատվում են Ղազախստանի նույնատիպ ապարների վերաբերյալ եղած նյութերի հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баяк Е. И., Воларович М. П., Скворцова Л. С. Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов. Тектонофизика и механические свойства горных пород. «Наука», 1971.
2. Баяк Е. И. Скорости упругих волн в образцах изверженных и метаморфических пород при давлениях до 4000 кг/см². Сб. «Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях», М., «Наука», 1966.
3. Варданянц Л. А. Землетрясения Кавказа и его глубинное строение. Изд-во Всесоюз. географ. общества, № 2, 1946.
4. Воларович М. П. Семинар по физическим свойствам горных пород при высоких давлениях. Вестник АН СССР, № 8, 1962.
5. Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20000 кг/см². Докл. АН СССР, т. 157, № 6, 1964.
6. Воларович М. П., Курские А. К., Томашевская И. С., Уразов Б. М. Скорости продольных волн при высоких всесторонних давлениях в образцах метаморфических, эффузивных и осадочных пород центрального Казахстана. Сб. «Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях», «Наука», М., 1966.
7. Воларович М. П., Киреснкова С. М., Баяк Е. И. Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 кбар. Известия АН СССР, серия геол., № 7, 1971.
8. Воларович М. П., Баяк Е. И., Левыкин А. И., Томашевская И. С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. «Наука», 1974.
9. Воларович М. П., Левыкин А. И., Арутюнян А. В. Скорости упругих волн в образцах горных пород из сфиолитовых интрузий Армении при давлениях до 20 кбар. В сб. «Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах», Тбилиси, 1974.

10. Звягинцев Л. И., Баяк Е. И. Исследование при высоких давлениях скоростей продольных волн в горных породах, отобранных по профилю ГСЗ Грозный-Дашкесан на Кавказе. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1969.
11. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
12. Овчинников Л. Н., Воларович М. П., Баяк Е. И., Баранов Б. В. Некоторые физические свойства гранитоидов Магнитогорского рудного района на Урале. В сб. «Экспериментальные исследования процессов минералообразования». «Наука», 1970.
13. Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР. 1960.

УДК 550.837.3

В. Б. ГАМОЯН, С. С. КАЗАРЯН, Г. В. АРУТЮНЯН

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ОДНОРОДНО ЗАРЯЖЕННОЙ РАЗВЕТВЛЕННОЙ ВЕРТИКАЛЬНО РАСПОЛОЖЕННОЙ ПЛАСТИНКИ ПРЯМОУГОЛЬНОЙ ФОРМЫ

Одной из наиболее актуальных задач в развитии разведочной геофизики является повышение точности интерпретации геофизических данных. Однако, обратная задача, являющаяся основой геологического истолкования геофизических аномалий, решена, в основном, для объектов правильных геометрических форм (сфера, цилиндр, пластинка и др.) [2]. В практике часто наблюдаются сложные геофизические аномалии, связанные с разветвленными пластообразными геологическими объектами (рудные жилы, тектонические разломы и нарушения, контакты разнородных пород), интерпретация которых вызывает большие затруднения.

Настоящая статья посвящена изучению характера распределения электрического поля от однородно заряженной прямоугольной разветвленной вертикально расположенной пластообразной залежи. Представляются результаты теоретических расчетов, лабораторно-модельных исследований и полевых наблюдений методами электрической корреляции и блуждающих токов [1].

Для теоретических расчетов рассмотрено поле трех вертикальных пластинок—1, 2, 3, имеющих общее ребро, составляющих $\beta + \gamma$, $180^\circ - \beta$ и $180^\circ - \gamma$ телесные углы и являющихся изопотенциальными. Через пластинки в окружающую среду с удельным сопротивлением ρ проходит ток I . Предположим при этом среду однородной и изотопной.

За длину пластинок (1) принята протяженность их по простиранию, за ширину (2 d)—протяженность по падению, мощность пластинок принята бесконечно малой.

Расположим прямоугольную систему координат таким образом, чтобы начало ее находилось в центре общего ребра пластинок, ось Y —по направлению простирания пластинки 1, служащей моделью разветвленной пластообразной залежи, ось Z —вертикально (снизу вверх), ось X —перпендикулярно к ним. Через x, y, z —обозначены координаты точки определения, ξ, η, ζ —текущие координаты точек, лежащих на пластинках.

Выражая через η координаты ξ и ζ и интегрируя функцию потенциала точечного источника по l и d при $z=0$, для потенциала поля от комплекса заряженных пластинок, получим следующее выражение:

$$u = \frac{I \cdot \rho}{24 \pi l d} \int_0^l \ln \frac{d + \sqrt{x^2 (y + \eta)^2 + d^2}}{-d + \sqrt{x^2 + (y + \eta)^2 + d^2}} \times$$

$$\times \frac{d + \sqrt{(x + \eta \sin \beta)^2 + (y - \eta \cos \beta)^2 + d^2}}{-d + \sqrt{(x + \eta \sin \beta)^2 + (y - \eta \cos \beta)^2 + d^2}} \times$$

$$\times \frac{d + \sqrt{(x - \eta \sin \gamma)^2 + (y - \eta \cos \gamma)^2 + d^2}}{-d + \sqrt{(x - \eta \sin \gamma)^2 + (y - \eta \cos \gamma)^2 + d^2}} d\eta.$$

Выведенную формулу можно применять при работе методом электрической корреляции. Она может быть применена и для интерпретации результатов метода блуждающих токов. При этом следует вносить изменение лишь в постоянный коэффициент, стоящий перед интегралом.

Лабораторные исследования по изучению распределения поля системы однородно заряженных прямоугольных пластинок проводились в электрическом баке, заполненном водопроводной водой с удельным электрическим сопротивлением 62 ом. Разветвленную, хорошо проводящую рудную залежь имитировала медная пластинка размерами 40×25×0,2 см. Пластинка разветвлялась в центральной части ее длины.

Разветвленная пластинка располагалась в центре бака в вертикальном положении и заряжалась от положительного полюса источника постоянного тока. Отрицательный полюс источника соединялся с «бесконечно» удаленным электродом.

Наблюдения потенциала поля проводились по профилям $y = -5, 0, 5$ и 10 см при углах ответвления пластинок $\beta = \gamma = 0^\circ, 10^\circ, 22^\circ 30' \text{ и } 30^\circ$ (рис. 1, б). Потенциал измерялся электронно-стрелочным компенсатором ЭСК-1. Величина тока заряда определялась одновременно с потенциалом, при помощи микроамперметра Ф-533. Погрешность лабораторных наблюдений составляет 1—2%, о чем свидетельствует совпадение лабораторных кривых с теоретическими, рассчитанными по формуле (1) при помощи электронно-вычислительной машины «Минск-22».

На рис. 1 а представлены теоретические и лабораторные кривые потенциала поля заряженной разветвленной пластинки. При $\beta = \gamma = 0^\circ$ все кривые, снятые по профилям $y = -5, 0, 5, 10$ см, имеют одинаковую форму. При $\beta = \gamma = 10^\circ, 22^\circ 30' \text{ и } 30^\circ$ аномалия становится более пологой, и проявляются два максимума. По направлению ответвления максимумы над отдельными ветвями становятся более выраженными и характеризуются меньшими значениями потенциала.

На рис. 2 представлены геологический разрез блока, ограниченно-го горизонтами штолен 5 и 25 Зодского золоторудного месторождения, и кривые отношений приращений разностей потенциалов блуждающих токов, полученные в штольне 5 при повторных наблюдениях.

Источник блуждающих токов—рельсы с движущимся контактным электровозом—располагался в штольне 25, параллельной профилю наблюдения и ниже него на 100 м.

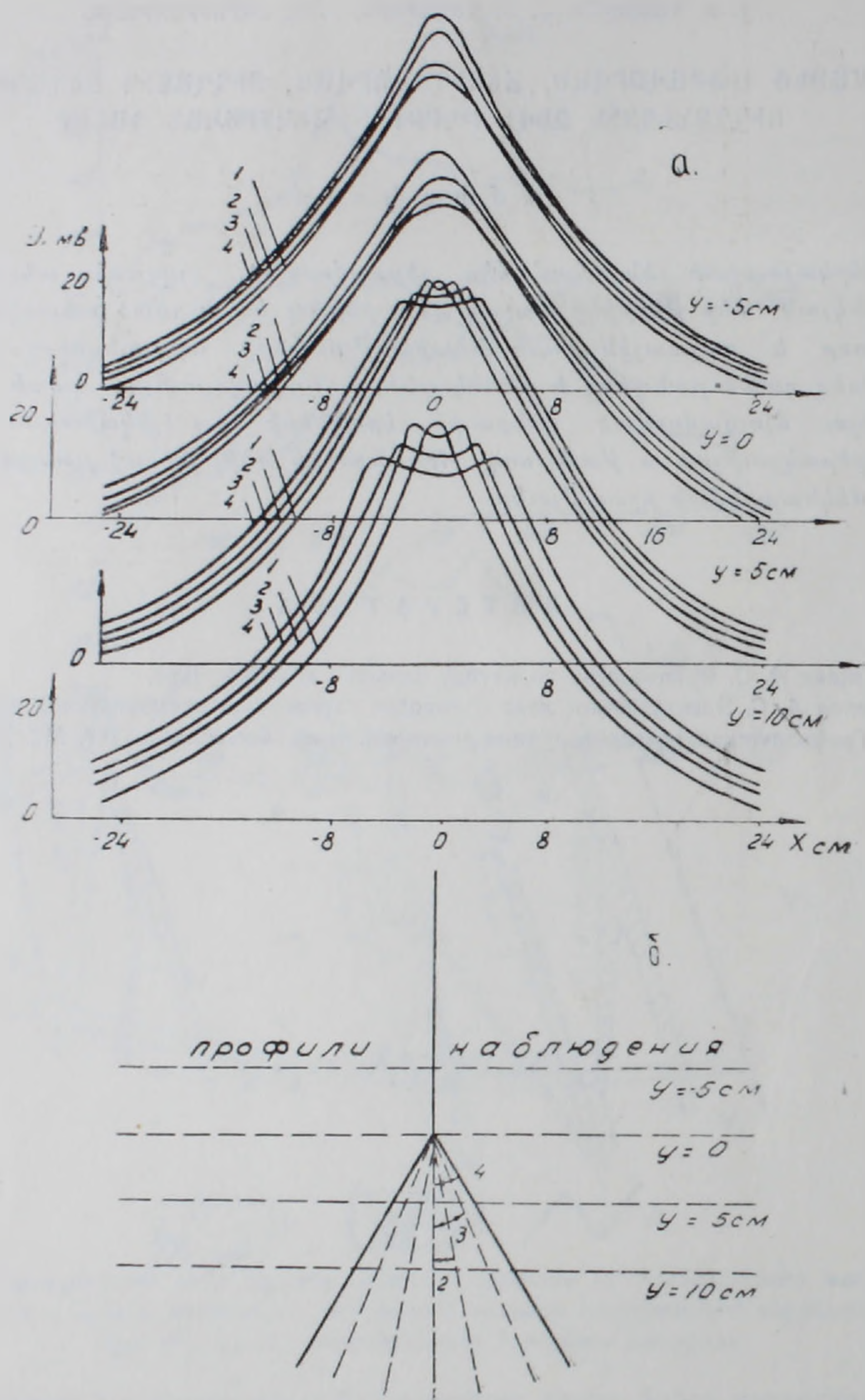


Рис. 1. Схема моделирования для определения характера распределения поля заряженной разветвленной пластинки—б и а—кривые потенциала при $y = -5, 0, 5, 10$ см. 1— $\beta = 0^\circ$, 2— $\beta = 10^\circ$, 3— $\beta = 22^\circ 30'$, 4— $\beta = 30^\circ$.

На кривых выделяются две сложные аномалии в интервалах пикетов 4—60 и 110—160. Указанные аномалии соответствуют пересечениям рудных зон (интервалы пикетов 4—20, 109—117, 127—140 и 148—151) и низкоомных перидотитов. По геолого-геофизическим данным пе-

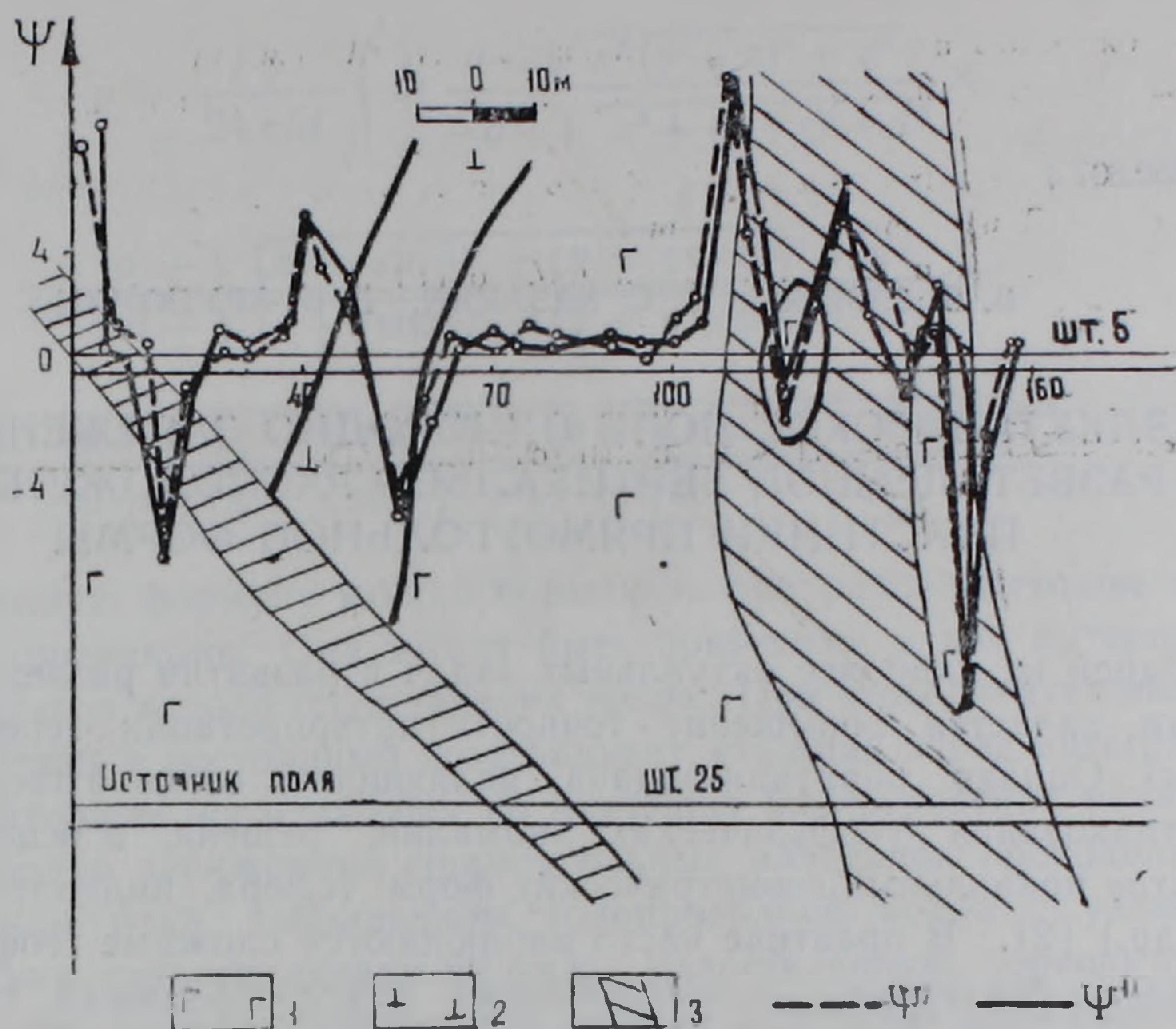


Рис. 2. Геологический разрез блока, ограниченного горизонтами штолен 5 и 25 Зодского золоторудного месторождения, и кривые отношений приращений разностей потенциалов блуждающих токов, полученные в штольне 5 при повторных наблюдениях.

ридититы находятся в контакте с рудной зоной, пересеченной в интервале пикетов 4—20 штольни 5. Рудные пересечения в интервалах пикетов 109—117, 127—140 и 148—151 являются ветвями одной зоны.

Каждое из рудных пересечений отмечается двумя экстремумами кривой. Наблюдается обратная связь между интенсивностью аномалии и углом выклинивания рудных жил к выработке наблюдения. Такое явление, по всей вероятности, объясняется разной степенью сгущения токовых линий в разных ветвях рудной зоны.

На рис. 3 представлены геологический план участка горизонта штольни 52 Анкадзорского месторождения меди и кривые потенциала, полученные методом электрической корреляции при трех (A_1 , A_2 , A_3) расположениях зарядного электрода. Кривая потенциала при расположении зарядного электрода в рудной зоне 3 (A_1) характеризуется одной интенсивной аномалией, а при расположении в зонах 4 и 6 (A_2 и A_3) — двумя менее интенсивными аномалиями при каждом заряде. Полученное распределение поля, по всей вероятности, определяется наличием связи между рудными зонами 4 и 6. Характерно, что при расположении зарядного электрода в зоне 6 сравнительно интенсивная аномалия зафиксирована именно над этой зоной, а при расположении электрода в точке A_3 — над зоной 4.

Исходя из представленных выше результатов геофизических исследований, можно заключить, что над отдельными жилами аномалии потенциала и отношения приращения потенциалов при работе методами

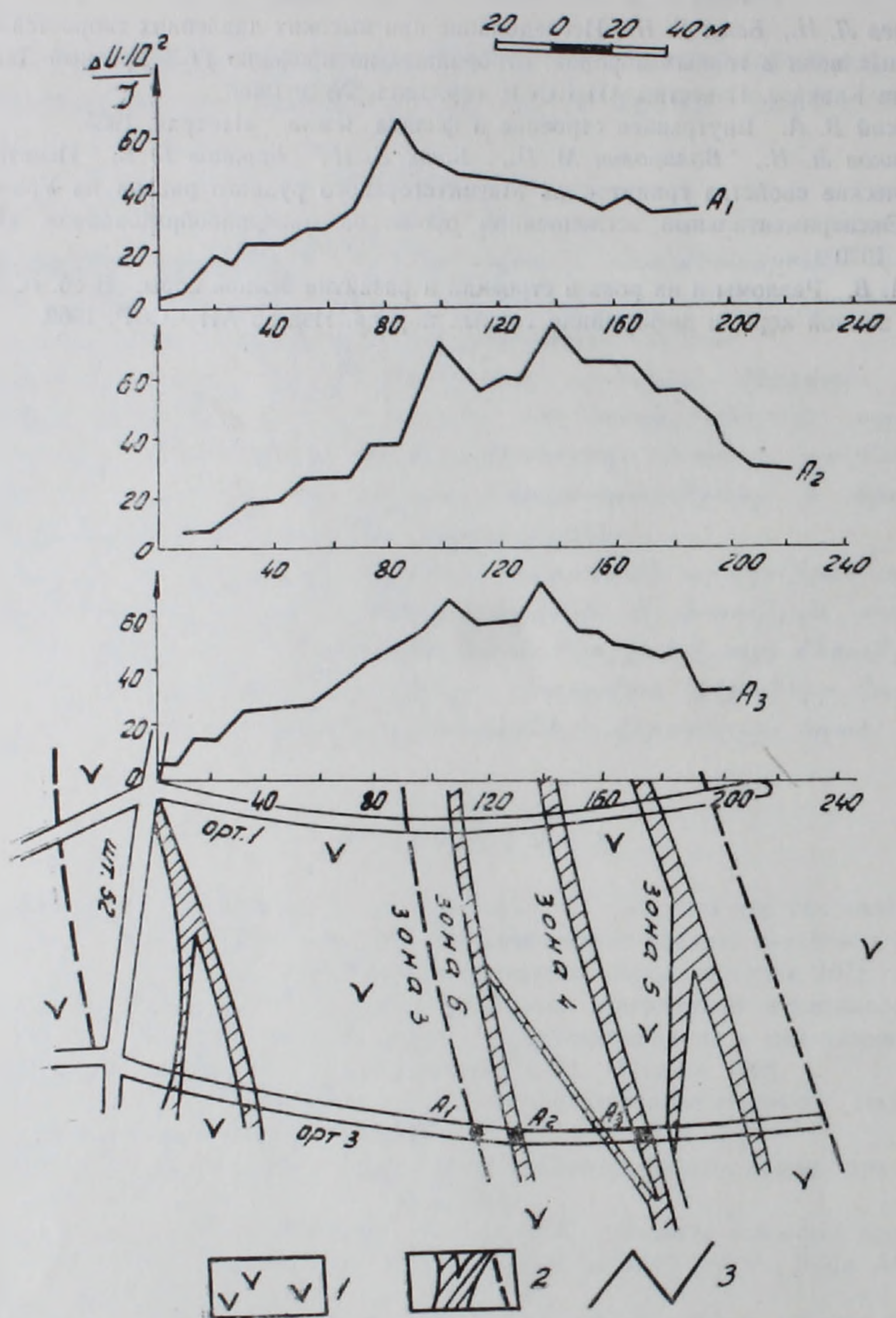


Рис. 3. Геологический план участка горизонта штольни 52 Анкадзорского месторождения меди и кривые потенциала, полученные методом электрической корреляции при трех (A_1 , A_2 , A_3) расположениях зарядного электрода.

электрической корреляции и блуждающих токов более интенсивные и узкие, чем над ветвями разветвленных рудных жил.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 16.I.1976.

Վ. Բ. ԳԱՄՈՅԱՆ, Ս. Ս. ՂԱԶԱՐՅԱՆ, Հ. Վ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ՀԱՄԱՍԵՌ ԼԻՑԲԱՎՈՐՎԱԾ, ՃՅՈՒՂԱՎՈՐՎԱԾ, ՈՒՂԱԶԻԳ ՏԵՂԱԴՐՎԱԾ
ՈՒՂԱՆԿՅՈՒՆ ՁԵՎԻ ԹԵՐԹԻԿԻ ԷԼԵՄԵՆԿԱՆ ԴԱՇՏԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ներկայացված են համասեռ լիցքավորված, ուղղաձիգ տեղադրված ուղղանկյուն ձևի թերթիկի դաշտի վերաբերյալ կատարված տեսական, փորձարարական և դաշտային ուսումնասիրությունների արդյունքները: Հոդվածում տեղ գտած բանաձևեր և գծանկարները հնարավորություն կտան բարձրացնելու ճյուղավորված հանքային երակների վրա էլեկտրական համահարաբերակցության և թափառող հոսանքների մեթոդներով ստացված կորերի մեկնաբանման ճշտությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Полякова А. С. Руководство по методу заряда. «Недра», 1969.
2. Семенов А. С. Электрическое поле однородно заряженной прямоугольной пластинки. Геофизическая разведка рудных месторождений. Госгеолтехиздат, М., 1953.

УДК 552.322.5

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. А. САРКИСЯН

ЗОНАЛЬНЫЕ ДАЙКИ ЛАМПРОФИРОВ АЗАТЕКСКОГО
ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопросы формирования зональности (и полосчатости) в дайках неоднократно обсуждались в геологической литературе, однако, предложенные варианты возможных причин и механизма образования зональности многообразны, что, по-видимому, связано со сложностью самой проблемы возникновения зональных текстур в петрогенезисе.

При изучении рудного поля Азатекского месторождения автором впервые установлены лампрофировые дайки двух типов, которые представляют определенный интерес, с одной стороны, как факторы структурно-магматического контроля оруденения и с другой—как образования, характеризующиеся специфическими особенностями химико-минерального состава и строения [2].

Особый интерес из лампрофировых даек представляют сложно-построенные дайки зонального строения, которые могут быть рассмотрены как типовые примеры сложнзональных даек однородного состава многократного внедрения. Своеобразием этих даек является четко выраженная зональность в пространственном расположении в их пределах двух или трех зон (или полос) лампрофиров одинакового минерального и химического состава, но резко различных по особенностям их структур.

Общие геолого-генетические особенности лампрофиров рассмотрены нами в более ранней работе [2].

В настоящей статье рассмотрены особенности зонального строения и механизма формирования даек авгитовых минетт.

Геолого-структурная позиция лампрофиров

На рудном поле Азатекского месторождения лампрофиры имеют ограниченное распространение и встречены в юго-западной экзоконтактовой зоне Каялинского гранитоидного массива габбро-монцонит-сиенитовой формации. В самом гранитоидном массиве они в настоящее время не установлены. Характерно, что спессартитовые дайки удалены от массива на большее расстояние, чем минетты. Наибольшее количество лампрофиров в виде маломощных (0,06; 0,12; 0,45; 0,8—1,0 м) даек сконцентрировано на участках максимального развития сульфоантимонитового оруденения.

Особый интерес представляют сложнзональные дайки авгитовых минетт, встреченные в ущелье р. Азатек. Здесь на расстоянии 35—40 м обнажены пять параллельных даек лампрофиров с интервалами между

ними в 3,0—6,0 м. Мощность даек колеблется от 5—6 см до 35—40 см (в раздувах до 0,8 м) при протяженности от первых метров для мало-мощных и до 80—100 м для относительно мощных. На участке развития даек вмещающие породы на общем фоне моноклинали падения на СЗ 285—295°, ϵ 20—23° образуют мелкое антиклинальное поднятие с крутыми углами падения (50°) на СВ 70° и ЮЗ 250°, расположенное косо к главному направлению моноклинали. Характерно, что вмещающие породы на этом участке чрезвычайно тонко и интенсивно рассланцеваны по направлению, перпендикулярному зальбандам даек, тогда как сами дайки рассланцеванию не подвержены.

Из пяти лампрофировых даек лишь три относительно мощные характеризуются зональным (поясовым) строением. Незональные дайки по составу и текстуре полностью аналогичны одной из текстурных разновидностей сложнзональных даек.

Наиболее сложная дайка на правом борту р. Азатек разветвляется на две извилистые по простиранию составляющие, одна из которых пересекает пологопадающую пластовую залежь диорит-порфиров.

Особенности текстур и химико-минерального состава

Зональное строение лампрофиров выражено в чередовании в поперечном сечении даек трех макроскопически четко различающихся текстурных разновидностей, встречающихся в различных сочетаниях друг с другом.

По сложению основной массы выделяются: а) афанеритовая, б) тонкополосчатая и в) шаровая или «глазковая» текстуры.

Общим признаком выделенных текстурных разновидностей является их порфировое строение, обусловленное наличием фенокристаллов лироксена и биотита размерами от долей мм до 3—5 мм.

Афанеритовые лампрофиры обладают плотным скрытозернистым строением основной массы и черно-серым цветом. Встречаются как в самостоятельном развитии (рис. 1), так и в различных сочетаниях с другими разновидностями.

Тонкополосчатые лампрофиры характеризуются параллельным расположением узких (0,5—2 мм) полосок плотного афанеритового лампрофира согласно с контактовой поверхностью даек. В единичных случаях наблюдаются концентрически-зональные участки в местах резких коленчатых изгибов даек. В самостоятельном развитии они не встречены и почти всегда без исключения слагают самую внешнюю эндоконтактовую часть зональных даек.

Шаровые или «глазковые» лампрофиры представлены пятнистыми серо-черными породами, в которых эта текстура обусловлена наличием изолированных или тесно соприкасающихся шариков («глазков») светло-серого цвета размерами 0,7—2,0 мм в диаметре. Связь их с вмещающей афанеритовой основной массой исключительно прочная, хотя и границы между ними очень резкие. В расположении «глазков» не

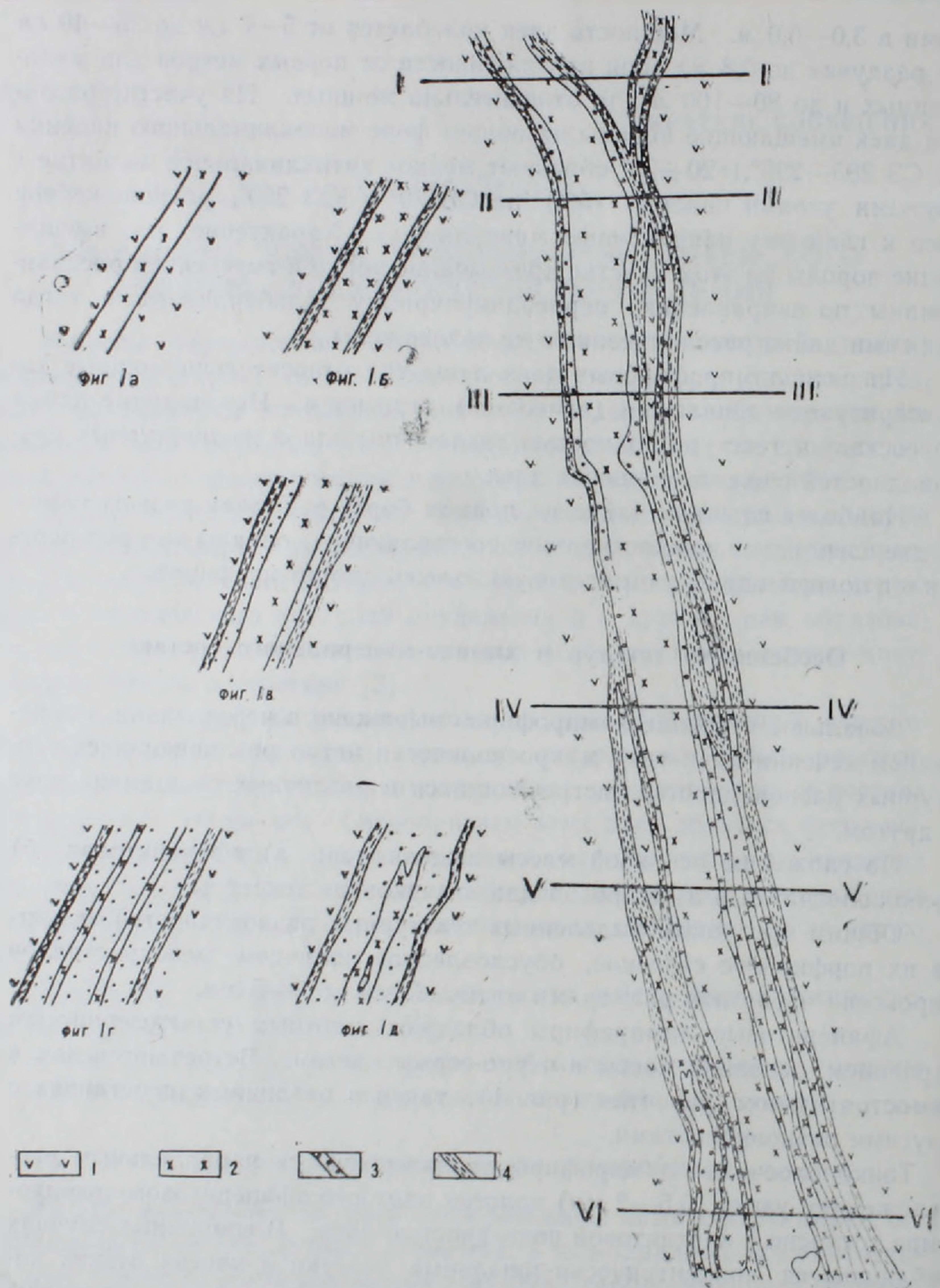


Рис. 1. Типы зональности лампрофировых даек (зарисовка естественных обнажений). 1—вмещающие алевролиты; 2—афанеритовая текстура; 3—шаровая («глазковая») текстура; 4—тонкополосчатая текстура.

наблюдается закономерной ориентировки относительно полосчатости эндоконтактных зон.

Все описанные текстурные разновидности лампрофиров по химико-минеральному составу идентичны. Структура их под микроскопом лампрофировая, на отдельных участках—гломеропорфировая. Основная масса представлена розовато-бурым стеклом, в котором погруже-

ны многочисленные тонкоигольчатые и сетчато-волокнистые агрегаты биопита, псевдоморфно замещенного вторичными минералами—хлоритом, кальцитом, кварцем, магнетитом, редко мусковитом и эпидотом. Вкрапленники представлены оливином (?), по которому развиты полные псевдоморфозы тонковолокнистого серпентина с магнетитом, бесцветным моноклинным пироксеном, часто тонкозональным и сдвойникованным по закону $\perp (010)$, $+2V = 52-62$, $c:Ng = 40-45$ и биотитом, плеохроирующим от слабо-желтоватого до светло-коричневого цвета. Основная масса сложена слабо анизотропным разложенным веществом щелочного состава, по-видимому, нацело цеолитизированным (?).

В лампрофирах шаровой текстуры «глазки» сложены ассоциацией магматических и метасоматических минералов: из первых присутствуют неизменный авгит, вулканическое стекло и реликты оливина, а вторые представлены парагенезисом хлорит+кальцит+кварц+магнетит±пирит. Этот парагенезис образован, в основном, за счет полного или частичного замещения призматических агрегатов биотита.

По химическому составу и числовым характеристикам по А. Н. Заварицкому (табл. 1), описанные лампрофиры соответствуют миннетам. По минеральному составу они относятся к оливинсодержащим авгитовым миннетам сиенитовой группы гранитоидного ряда.

Таблица 1

Окислы	Весовые %		Числовые характеристики	
	1	2	1	2
SiO_2	49,99	49,18	a 12,5	12,2
TiO_2	1,34	1,44	c 5,4	3,9
Al_2O_3	16,76	14,44	b 20,8	24,0
Fe_2O_3	2,34	3,81	s 61,3	59,9
FeO	4,89	4,89	f' 34,2	34,8
MnO	0,08	0,09	m' 39,6	36,9
MgO	4,63	5,01	c' 26,2	28,3
CaO	8,54	8,40	n 33,3	32,6
Na_2O	1,80	1,75	φ 10,3	14,3
K_2O	5,50	5,50	t 2,1	2,2
H_2O^-	0,70	0,80	Q -7,8	-8,5
п.п.п.	5,79	5,48	a/c 2,3	3,1
Сумма	100,36	100,29		

Примечание: 1—лампрофир афанеритовой текстуры; 2—лампрофир шаровой «глазковой» текстуры. Аналитик Л. А. Оганесян (ЦХЛ ИГН АН Арм. ССР).

Типы и характер зональности лампрофиров

Все многообразие типов зональности лампрофировых даек, обусловленное различными сочетаниями отдельных текстурных разновидностей, наглядно представлено на зарисовках естественных обнажений (рис. 1, а, б, в, г, д, е).

По характеру зональности выделяются следующие типы лампрофиров: а) симметричная зональность простого строения (рис. 1, б, в, д, сечения I, II, III). Она выражена в закономерной смене от зальбандов дайки к центру двух или трех текстурных разновидностей: тонкополосчатая→афанеритовая и тонкополосчатая→«глазковая»→афанеритовая. В некоторых случаях эта зональность нарушается двукратным появлением зоны афанеритового лампрофира (рис. 1). б) Асимметричная зональность сложного строения (рис. 1, сечения IV, V, VI). Она проявлена только в одной дайке и обусловлена различными сочетаниями симметричной зональности простого строения или ее отдельных вариантов.

Прежде чем перейти к рассмотрению механизма формирования зональности, отметим некоторые закономерности пространственного расположения отдельных текстурных разновидностей лампрофиров.

1. Тонкополосчатые лампрофиры всегда слагают эндоконтактовую зону зональных даек шириной от 1 до 4—5 см. В симметрично-зональных дайках они всегда контактируют с шаровыми («глазковыми») лампрофирами по слабо волнистой, но резкой границе. Ксенолиты боковых пород эллипсоидальной формы, в изобилии встречающиеся в эндоконтактовых участках сложной дайки, всегда окаймлены тонкополосчатыми лампрофирами. Тонкополосчатость не наблюдается лишь около ксенолитов. Тонкополосчатые лампрофиры в самостоятельном развитии, в отличие от афанеритовых, не установлены.

2. Афанеритовые лампрофиры характеризуются наиболее сложными и, на первый взгляд, противоречивыми взаимоотношениями с другими разновидностями.

а) В дайках простого строения (рис. 1, в, г, д) и в некоторых поперечных сечениях сложной дайки (рис. 1, сечения I, II, III) афанеритовая текстура занимает центральные части даек и всегда обрамлена лампрофирами шаровой текстуры. В большинстве случаев граница между ними слабо извилистая, но четкая и резкая, причем необходимо подчеркнуть, что зона закалки между ними отсутствует.

б) В дайке сложного строения, в различных ее частях, зональность существенно осложнена многократным повторением отдельных текстурных разновидностей в разных сочетаниях (рис. 1, сечения V, VI). Так, например, афанеритовые лампрофиры чередуются в разрезе от 4 до 6 раз: в одних случаях они целиком окаймлены зоной шарового лампрофира, а в других—непосредственно контактируют с тонкополосчатыми, заключая в своей центральной части в виде «останца» зону шарового лампрофира (рис. 1, сечение VI). В обоих случаях зону закалки между ними не удалось установить.

в) В двух наблюдаемых случаях (рис. 1 а) лампрофиры афанеритовой текстуры встречены в самостоятельном развитии как одиночные дайки.

3. Шаровая («глазковая») текстура лампрофиров, кроме отмеченных выше случаев, характерна для двух зональных одиночных даек (рис. 1, г, д). В этих дайках обращает на себя внимание то обстоятель-

ство, что здесь мощность зоны шарового лампрофира значительно превосходит мощности других текстурных разновидностей (отношение их примерно 8:1)—в других дайках наблюдаются другие соотношения. На примере этих даек создается впечатление, что первоначально вся трещина была выполнена лампрофиром шаровой текстуры с подчиненным развитием по зальбандам тонкополосчатой текстуры, которые в последующем были интродуцированы лампрофирами афанеритовой текстуры.

Таким образом, фактические данные свидетельствуют о достаточно сложных и разнообразных пространственных взаимоотношениях отдельных текстурных разновидностей лампрофиров.

Совокупность геолого-петрографических наблюдений по возрастным взаимоотношениям различных текстурных типов лампрофиров позволяет в качестве наиболее приемлемой предложить механизм двукратного формирования сложной зональности однородного состава.

В раннем этапе становления даек формируется симметричная зональность, представленная лампрофирами тонкополосчатой (по зальбандам) и шаровой (в центре) текстур. На одновременно-последовательное их образование указывает отсутствие фактов их взаимопересечений, четкие и резкие границы между ними без признаков разъедания и замещения, строго закономерное место шаровых лампрофиров в ряду симметричной зональности.

В позднем этапе становления даек происходит внедрение новой порции лампрофирового расплава того же состава в различные участки ранних даек, а также во вновь приоткрывшиеся разрывные трещины с образованием лампрофиров афанеритовой текстуры.

Более молодой возраст афанеритовых лампрофиров доказывается следующими данными: а) наличием одиночных незональных даек афанеритовых лампрофиров, сопровождающихся ороговикованием боковых туфогенных пород; б) часто наблюдаемым незакономерным расположением зоны афанеритового лампрофира в ряду зональности простых и сложных даек; в) редко наблюдаемыми случаями в пределах одной дайки постепенных (особенно по восстанию и простираанию) переходов между зонами афанеритовых и шаровых лампрофиров.

Приведенные доказательства о более позднем внедрении лампрофиров афанеритовой текстуры достаточно однозначно объясняют многообразие зональности однородного химико-минерального состава и отрицают роль процессов внутридайковой дифференциации или ассимиляции боковых пород при их формировании.

Таким образом, описанные примеры зональности по систематике Х. М. Абдуллаева [1] относятся к зональности однородного состава многократного внедрения.

Одним из самых интересных и в то же время сложных является вопрос причин разнообразия лампрофиров, тождественного химико-минерального состава.

Наибольшие затруднения возникают при попытке восстановления механизма формирования простой зональности симметричного строе-

ния, т. е. параллельного образования тонкополосчатой и шаровой текстур.

В геологической литературе для аналогичных текстур предложены различные вероятные варианты механизмов их образования, которые, возможно, и справедливы в случаях, когда те или иные текстуры возникают в самостоятельном развитии, но не совместно.

Оставляя этот вопрос открытым, автор полагает, что описанная «текстурная» зональность в общих чертах обусловлена различиями в тектоно-физических условиях кристаллизации и внедрения разновременных порций лампрофирового расплава близкого исходного состава. Можно лишь заметить, что интервал времени между двумя актами внедрения лампрофиров был очень незначительным (постоянство химизма отдельных порций и отсутствие зоны закалки между ними), при котором не произошло заметной дифференциации и изменения температуры расплава в магматической камере.

Некоторые минералого-петрографические признаки разновременных лампрофиров свидетельствуют о том, что перед началом внедрения магмы мы имели дело с единой физико-химической системой, кристаллизующейся в последовательности: оливин—авгит—биотит—стекло щелочного состава.

При первом акте внедрения лампрофировой магмы скорость открывания тектонических трещин была, по-видимому, намного меньше скорости перемещения расплава, вследствие чего в призальбандовых участках происходило ламинарное течение вязкого, но обогащенного летучими компонентами, расплава,—с образованием в трещинных полосках и вокруг ксенолитов боковых пород флюидальности (тонкополосчатая текстура). Центральные и апикальные¹ части этих полостей вероятнее всего дополнительно обогащались летучими, «отогнанными» из призальбандовых частей к центру вследствие сильного экранирующего действия боковых химически инертных алевропелитов. В результате этого дополнительного подтока в центральных частях полостей существенно возрастала концентрация летучих и нарушалось равновесие еще не успевшего полностью выкристаллизоваться лампрофирового «расплава-раствора». Избыточное против равновесия давление летучих способствовало эмульсионному расщеплению вязкого лампрофирового расплава на шаровидные или каплевидные обособления, которые, естественно, должны были более предпочтительно группироваться вокруг ранее выделившихся интрателлурических вкрапленников оливина и авгита. При последующем понижении температуры эти «ячейки» шаров в силу более быстрого затвердевания и максимальной поверхностной

¹ Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что мы имеем дело с самыми верхними апикальными частями крутопадающих даек. Большинство их экранируется пологозалегающими межпластовыми диорит-порфиритами, а часть их не имеет выхода на дневной поверхности. Все это с учетом наличия механически пластичных вмещающих алевропелитов (крапов) позволяет предполагать относительную замкнутость системы в отношении диффузии летучих компонентов, на что в некоторой степени указывает также отсутствие заметных контактовых образований.

энергии натяжения отделялись от основной массы лампрофиров механической поверхностью раздела в виде шаровидных обособлений.

Вторая фаза внедрения лампрофирового расплава была очень сближена во времени с первой, на что указывает идентичность состава обеих фаз и отсутствие закалки между ними.

При едином плане деформации обеих фаз, тектонические напряжения в период внедрения второй порции лампрофирового расплава были проявлены намного интенсивнее, о чем свидетельствуют факты повторного приоткрывания уже «залеченных» вязкими лампрофирами трещинных структур, а также пересечение афанеритовыми лампрофирами пластовой залежи диорит-порфиров, в общем очень слабо податливых трещинообразованию.

Формирование однородной афанеритовой текстуры при повторном, очень сближенном во времени, внедрении расплава одинакового химического состава указывает на резкое изменение его физического состояния, что, по-видимому, связано с уменьшением содержания летучих. Резкое падение давления в связи с уходом летучих при сквозной природе магмовмещающих трещин привело к быстрому всасыванию сухого расплава в трещины, в которых и произошло последующее затвердевание лампрофиров в виде стекла с включениями интрателлурических вкрапленников. Более ранним отделением летучих хорошо объясняются, по крайней мере, два наблюдаемых факта: а) интенсивные метасоматические преобразования лампрофиров тонкополосчатой и шаровой текстур и б) отсутствие флюиальности (признака течения) как в зальбандах афанеритовых лампрофиров, так и вокруг ксенолитов алевропелитов, почти всегда сохраняющих неправильную форму.

В заключение необходимо подчеркнуть, что приведенный выше механизм образования различных текстур лампрофиров одинакового химизма является одним из частных вариантов возможных в природных условиях способов совместного формирования сложных текстур.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 30.IX.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. ГОНТИ, М., 1957.
2. Саркисян Г. А. О лампрофирных дайках Азатекского золото-сурьмяного месторождения. ДАН Арм. ССР, т. 57, № 2, 1973.

УДК 550.73

И. Г. ХАХАНОВ

КОНЦЕНТРАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВОДАХ ОЗЕР СЕВАН И АРПИ

Гидрохимическая характеристика оз. Севан и его бассейна рассматривалась ранее в работах С. Я. Лятти [3, 4] и Р. Л. Лачиновой [5].

В настоящей работе приводится концентрация органического вещества озер Севан и Арпи.

Озеро Севан расположено в Севанской котловине. В него впадают 28 рек и речек, из которых наиболее крупными являются реки Масрик, Аргичи, Гаварагет и Варденис; вытекает из озера р. Раздан. Озеро Арпи питается водами многочисленных речек и родников. Из него берет начало р. Ахурян.

Органическое вещество вод имеет важное гидрохимическое и общеландшафтное значение. Оно образуется в самом водоеме и обусловлено непрерывными сложнейшими процессами создания первичного органического вещества и его разложения.

Незагрязненные естественные воды в основном содержат незначительное количество органических веществ. Данные УГМС Армянской ССР по перманганатной окисляемости вод озер Севан и Арпи пересчитаны нами в виде среднегодовых и среднемесячных величин за многолетний период наблюдений (1960—1973 гг.).

Для вычисления углерода, содержащегося в органическом веществе, надо величину перманганатной окисляемости умножить на коэффициент 0,375, представляющий отношение эквивалентов углерода и кислорода 12/32 [1].

Наиболее надежен метод определения органического углерода, содержание которого в органическом веществе принимается приближенно за 50% [7].

Анализ среднегодовых значений органического вещества в озерах Севан и Арпи (рис. 1) показал, что наибольшая концентрация органического вещества наблюдалась в 1962 и 1964 гг. Концентрация органического вещества в этих озерах, начиная с 1964 г., имеет тенденцию к снижению, а с 1971 г. она вновь начинает возрастать.

Среднемесячные значения органического вещества в озерах Севан и Арпи (рис. 2) показывают, что концентрация органического вещества достигает наибольшего максимума в период вегетации зеленых и диатомовых водорослей. В оз. Севан наибольшие концентрации соответствуют марту, июню и октябрю месяцам, а в оз. Арпи—февралю, маю и октябрю.

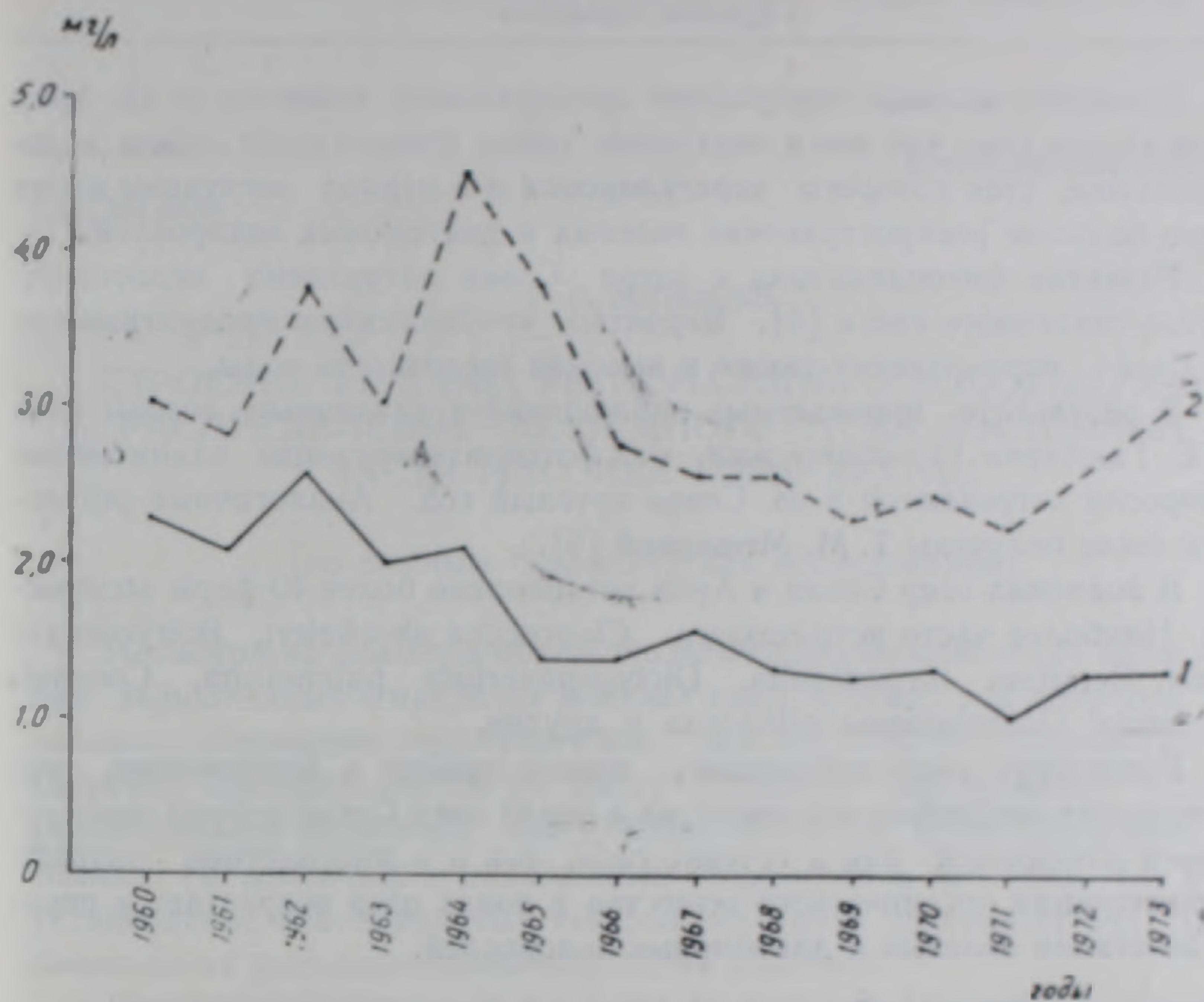
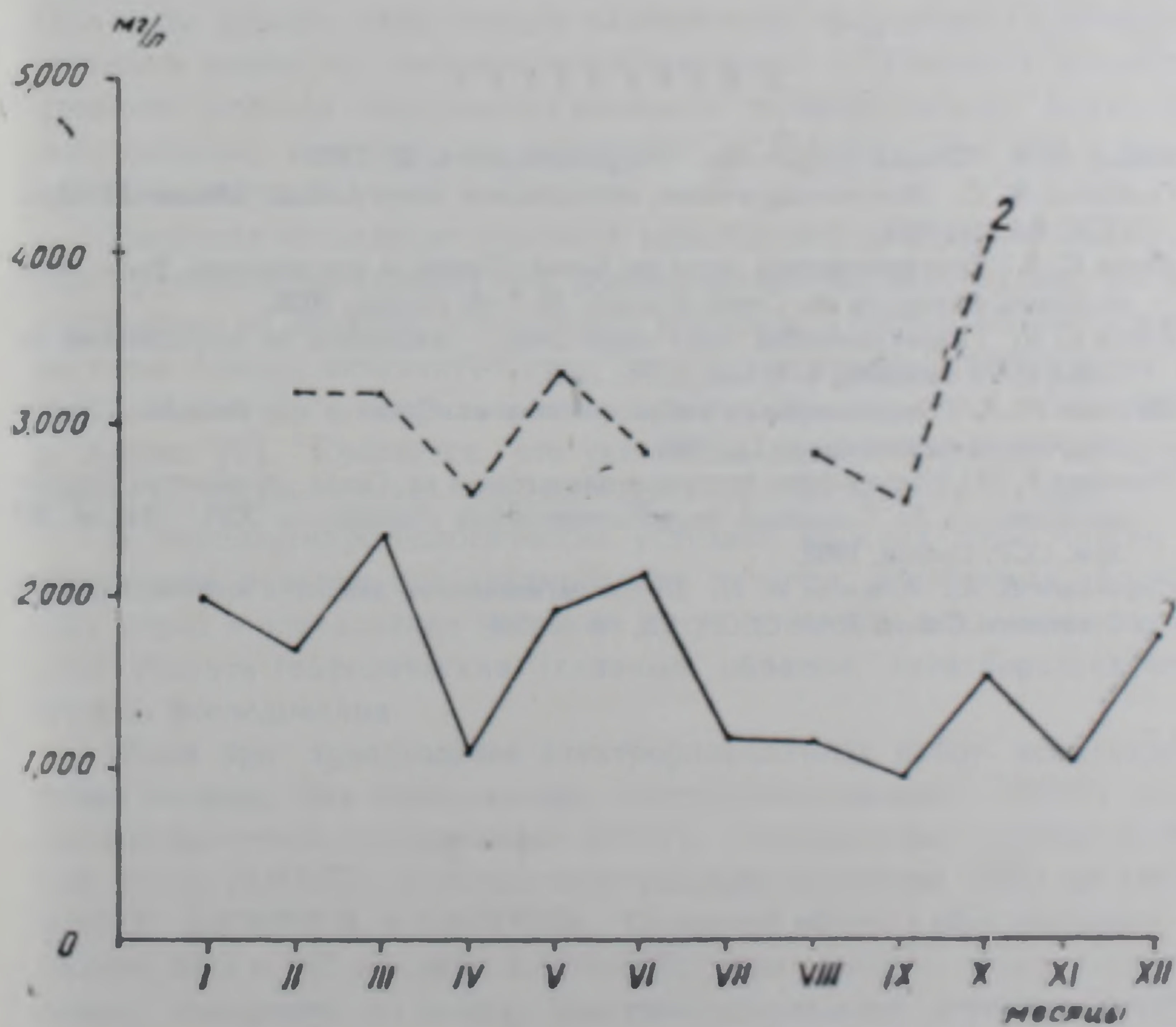


Рис. 1. Среднегодовые величины концентрации органического вещества озер Севан и Арпи.



2 Среднемесячные величины концентрации органического вещества озер Севан и Арпи.

Наиболее высокое содержание органического вещества в оз. Арпи объясняется тем, что оно в настоящее время представляет собою водохранилище, сток которого зарегулирован и в период вегетации имеет место большое распространение зеленых и диатомовых водорослей.

Развитие фитопланктона в озере Севан затруднено недостаточностью связанного азота [4]. Вероятно, что биогенную продуктивность оз. Севан ограничивает также и высокая щелочность воды.

В результате проведенных наблюдений в различные сезоны года М. Е. Гамбарян [2] обнаружил, что фотосинтезирующие планктонные водоросли встречаются в оз. Севан круглый год. Аналогичные результаты были получены Т. М. Мешковой [6].

В водоемах озер Севан и Арпи установлено более 40 форм водорослей. Наиболее часто встречаются: *Cloecoccus shoröeteri*, *Botryococcus Braunii*, *Ceratium hirundinella*, *Dictyosphaerium pulchellum*, *Cocconeis placentula*, *Gomphonema olivaceum* и другие.

Резюмируя вышеизложенное, можно прийти к заключению, что содержание органического вещества в водах озер Севан и Арпи непостоянно и изменяется как в течение года, так и в многолетнем разрезе. Концентрация органического вещества в водах озер возрастает в период вегетации зеленых и диатомовых водорослей.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 17.IV.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеониздат. Л., 1970.
2. Гамбарян М. Е. Микробиологические исследования озера Севан. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1968.
3. Лятти С. Я. Гидрохимический очерк оз. Севан (Гокчи) и его притоков. Бюлл. бюро гидромет. исслед. на оз. Севан (Гокча), № 7—8, Ереван, 1929.
4. Лятти С. Я. Гидрохимический очерк озера Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. 4, вып. 2, М., 1932.
5. Лачинов Р. Л. Гидрохимическая характеристика оз. Севан и его бассейна. Гидрохимические материалы, т. LI, 1969.
6. Мешкова Т. М. Современное состояние планктона в оз. Севан (в связи со спуском последнего). Тр. Севанской гидробиологической станции, т. XVI. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
7. Скопинцев Б. А., Крылова Л. П. Вынос органического вещества крупными реками Советского Союза. ДАН СССР, 105, № 4, 1955.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.49.08

Р. С. МИНАСЯН

СТРОЕНИЕ РЕЛЬЕФА РЕГИОНАЛЬНОГО ВОДОУПОРА И
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ МАССИВА ГОРЫ АРАГАЦ

(по данным геофизических исследований)

Несмотря на большой объем геолого-гидрогеологических исследований, выполненных в пределах массива горы Арагац, ряд вопросов, связанных с изучением подземных вод, все же остается полностью или частично нерешенным. К их числу относятся картирование рельефа регионального водоупора, определение основных путей движения подземных (межлазовых и подлазовых) водотоков и, как следствие этого, установление благоприятных строров перехвата подземных вод, в особенности на высоких гипсометрических отметках.

Цикличность излияний лав горы Арагац создала условия для образования нескольких, поэтажно-расположенных, подземных потоков. При этом древние лавы залили палеорельеф эффузивного субстрата и, заполняя депрессии, выровнили его поверхность. Именно к депрессиям древнего рельефа приурочены наиболее мощные выходы подлазовых вод, которые, как правило, выступают на контакте этих лав с подстилающими породами.

Несмотря на наличие огромной водосборной площади и благоприятной природной обстановки для формирования подземных вод, ресурсы выходящих на дневную поверхность родников в восточной части массива горы Арагац незначительны. Это обстоятельство объясняется тем, что большая часть инфильтрационных вод дренируется палеодолиной р. Касах [1]. Считается, что указанная долина проходит по направлению сс. Овит—Кучак—Арагац—Нигатун—Назырван—Агарак:

В геолого-гидрогеологических условиях массива горы Арагац эффективным методом при картировании рельефа подлазовых водоупорных пород и определении основных путей движения подземных вод следует считать геофизические (главным образом, электроразведочные) методы исследования.

Нами при производстве электроразведочных работ использованы такие методы, как вертикальное электрозондирование (ВЭЗ), непрерывное частотное зондирование (НЧЗ), зондирование методом вычитания полей (ЗМВП), а также электропрофилирование (ЭП) по схемам АМNB, АА'MNB'В и АММNNB. Основной объем работ выполнен методами ВЭЗ и ЭП по схеме АА'MNB'В. Как известно, в результате полевых измерений по методу электрозондирования строятся графики

$\rho_k = f\left(\frac{AB}{2}\right)$. Они показывают характер изменения кажущихся электрических сопротивлений (ρ_k) пород с глубиной (величина питающей линии АВ в конкретных физико-геологических условиях связана с глубиной исследования приближенной зависимостью $H=1/5-1/6 AB$).

Сводный геоэлектрический разрез исследованной территории, по данным ВЭЗ, многослойный и можно свести к трем комплексам пород, различающимся по своим литологическим, водно-физическим и электрическим свойствам. К первому комплексу относятся (сверху-вниз) относительно проводящие надлазовые образования, представленные аллювиально-делювиальными, элювиально-пролювиальными и флювиогляциальными отложениями (валунно-галечники, разномерные пески, супеси, суглинки и т. д.). По данным ВЭЗ, удельное сопротивление (ρ) пород первого комплекса порядка 200—300 ом. Второй комплекс представлен лавовыми породами: базальты, андезито-базальты, дациты, андезито-дациты, андезиты и т. п. Электросопротивление относительно «сухих» лав изменяется от 1000—1500 до 3000—6000 ом, для водоносных разностей лав оно равно примерно 200—400 ом. Тре-

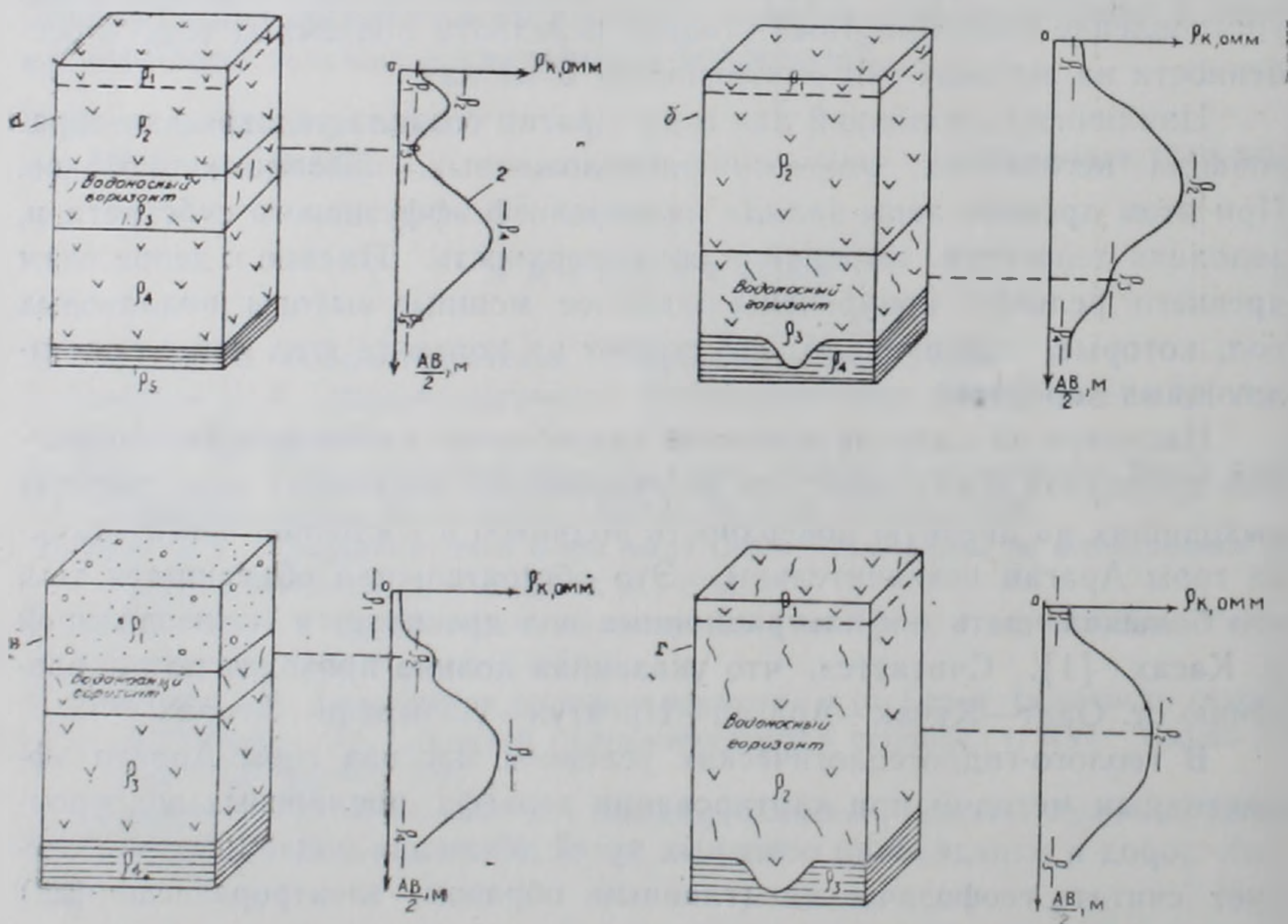


Рис. 1. Основные типы геоэлектрических разрезов, содержащих водоносные горизонты. 1—блок-диаграмма геоэлектрических разрезов. 2—характерные кривые электрозондирования.

тий комплекс—это водоупорные осадочные и вулканогенно-осадочные породы (глины, песчаники, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты и т. д.) с ρ равным 10—20, 60—80 и 100—300 ом. На рис. 1

приведены блок-диаграммы геоэлектрических разрезов, содержащих водоносные горизонты. Такие разрезы характерны не только для массива горы Арагац, но и для многих вулканических районов Армении. На рассматриваемом рисунке выделены следующие геоэлектрические разрезы: тип КНК ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 < \rho_4 > \rho_5$) при котором водоносные (лавовые и валунно-галечные) отложения выделяются в средней части кривой ВЭЗ (горизонт ρ_3) (рис. 1, а); типы КQ ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4$) и АК ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$) на которых водоносные слои отражаются на правой ниспадающей (ρ_3) и левой восходящей (ρ_2) ветвях кривых ВЭЗ (рис. 1 б, в); тип К ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), на котором водоносные лавы отмечаются в средней части кривой ВЭЗ (горизонт ρ_2) и имеют относительно низкое удельное сопротивление (100—500 ом) (рис. 1, г).

Если производство полевых работ по методу электроразведки в целом не вызывает особых затруднений, то значительные сложности возникают при количественной интерпретации кривых ВЭЗ. Они связаны со следующими обстоятельствами. Во-первых, наличие ряда физико-геологических факторов искажает многие наблюдаемые кривые ВЭЗ. К числу таких факторов относятся: неровности дневного и погребенного рельефов, поверхностные неоднородности, встречающиеся у приемных и питающихся линий, анизотропия лавовых потоков, различные боковые влияния. Во-вторых, затруднения возникают при определении удельных сопротивлений (ρ) промежуточных и, главным образом, лавовых пород. В таких случаях данные площадных ВЭЗ рекомендуется обрабатывать, например, статистическим способом, предложенным в работе [2]. Использование указанного способа позволило нам вычислить наиболее вероятные удельные сопротивления (ρ) лавовых пород и районировать исследованную территорию по величине электросопротивления. На основании количественной обработки около 300 кривых ВЭЗ составлены разрезы и сводная карта рельефа региональных водоупорных пород восточной части массива горы Арагац (рис. 2). Для проверки точности и достоверности составленной карты сопоставлены данные ВЭЗ и бурения. К 1970 году, когда была составлена указанная карта, в нашем распоряжении имелись значения абсолютных отметок кровли подлавовых водоупорных пород только для двух пунктов исследованной площади—для приплотинной части Апаранского водохранилища и с. Мугни Аштаракского района. После того, как в 1973 г. было пробурено 5 скважин у населенных пунктов Базмахлюр (скв. № 28), Назырван (скв. № 29), Карби (скв. № 37), Арагацотн (скв. № 35) и Нигатун (скв. № 36), оказалось, что глубина залегания кровли регионального водоупора нами определена с ошибкой до 10% при мощности надпорных слоев около 250—300 м.

Анализ рассматриваемой карты позволяет выделить следующие главные элементы рельефа регионального водоупора. Достаточно обширная депрессия, о контуренная изолинией 1700 м, установлена между населенными пунктами Апаран—Арагац—Шенаван; самые низкие отметки (до 1500 м) наблюдаются юго-западнее с. Арагац. Рельеф во-

доупорных пород южнее широты Аппагюх—Нигатун и до участка Аштарак—Парби довольно сложный. Выделяются относительно узкие, углубления по направлениям: Апаран—Шенаван—Нигатун, Апаранское водохранилище—Аппагюх—Арташаван—Аштарак, а также северо-западнее и северо-восточнее с. Базмахпюр. Западнее с. Арташаван наблюдается поднятие рельефа водоупора до отметки 1400—1450 м. По данным электрозондирования в пределах исследованной площади изменяется литолого-фациальный состав подлазовых водоупорных отложений. На приведенной карте (рис. 2) специальным условным зна-

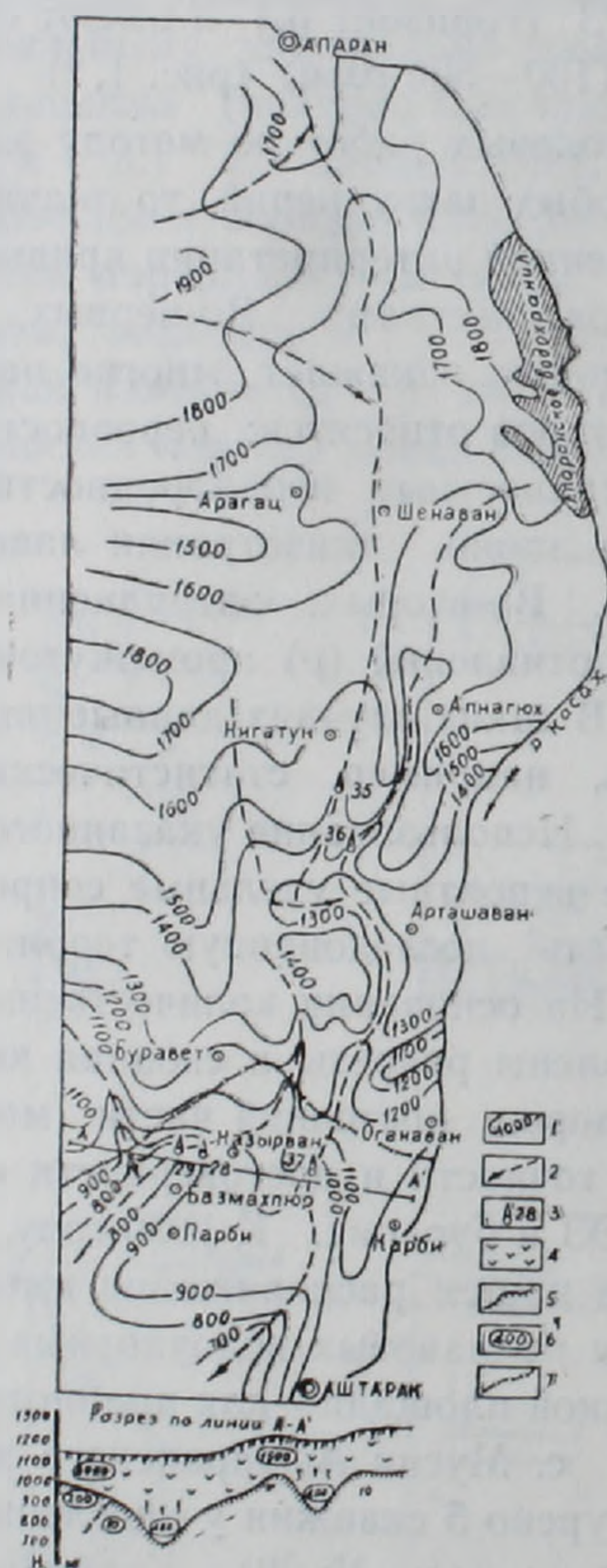


Рис. 2. Карта рельефа регионального водоупора восточной части массива горы Арагац. (составил Р. С. Минасян). 1—изолинии рельефа водоупорных пород по данным электрозондирования; 2—основные направления движения подземных вод; 3—буровые скважины, пробуренные на воду по данным электроразведки; 4—лавовые образования; 5—рельеф водоупорных пород; 6—удельное электросопротивление пород по данным ВЭЗ, ом; 7—граница смены литологического состава подлазовых водоупорных пород.

ком показана граница смены указанных пород: она проходит примерно по линии севернее сс. Базмахпюр—Буравет—Оганаван. Севернее

указанной границы подластовые отложения имеют ρ в среднем 100—300 *омм*; это, скорее всего, вулканогенно-осадочные породы типа вохчабердской свиты (туфобрекчии, туфопесчаники и т. п.). Южнее указанной границы ρ пород уменьшается до 10—20 *омм*—это глинистые и глинисто-песчанистые образования. Наличие смены литологического состава подластовых водоупорных пород подтверждается также данными скважин № 35, 36 и 28, 29, 37 (первые две скважины под лавами вскрыли туфопесчаники, последние три—глины).

По данным гидрологических расчетов, подземный сток восточной части массива горы Арагац составляет примерно 5—6 *куб. м/сек.* В площадном отношении распределение этого стока представляется следующим образом. На участке Апаран—Шенаван подземные воды имеют относительно широкий фронт движения и проходят, в основном, по меридиональной впадине, ограниченной изолинией 1700 м. Депрессию, установленную западнее с. Арагац, следует считать областью скопления подземных вод. К югу отток подземных вод происходит, главным образом, по отдельным погребенным долинам. Одна из них проходит по направлению Апаран—Шенаван—Нигатун—Арташаван—Оганаван—Аштарак, другая—Апаранское водохранилище—Апнагюх—Арташаван; имеются долины также по линии Буравет—Назырван—Базмахпюр—Агарак и, наконец, северо-западнее с. Базмахпюр, примерно параллельно современной долине р. Шахверд. Следует отметить, что севернее с. Арташаван происходит слияние подземных вод ряда долин. Если еще учесть, что западнее с. Арташаван имеется поднятие в рельефе водоупорных пород, то надо полагать, что здесь в результате подпора подземные воды двигаются не только по глубоким горизонтам (в виде подластового водотока), но и по верхним этажам лав (межластовые водотоки). Если исходить из географического положения установленных водотоков, то основной водоток по направлению Апаран—Аштарак следовало бы назвать Палеокасахом [1], а водотоки северо-западнее с. Базмахпюр следует отнести к долине р. Шахверд и назвать Палеошахвердом. Мы полагаем, что по долине р. Палеошахверд перемещаются воды, которые формируются, в основном, за счет глубинной боковой фильтрации, поступающей с восточных склонов горы Арагац, в то время как к числу основных источников подземного стока р. Палеокасах следует отнести также фильтрационный поток, вытекающий из Апаранского водохранилища. Как известно, через правый борт этого водохранилища, с участка протяженностью около 1300 м (начиная от плотины) происходят фильтрационные потери в количестве от 1—1,2 до 3—3,5 *куб. м/сек.* (соответственно при его мертвом и полном объемах). По уклону рельефа водоупора фильтрационный поток водохранилища направляется на юг—юго-запад, в начале широким фронтом, а южнее с. Артаван суживается и поступает в погребенную долину р. Палеокасах.

Самостоятельное движение подземных вод по установленным долинам происходит примерно до участка сс. Оганаван—Буравет. Юж-

нее этого участка нами предполагается существование, на глубине свыше 80—100 м, погребенного водосборного субартезианского бассейна. Его наличие нами доказывается следующими обстоятельствами. Во-первых, почти все кривые ВЭЗ, наблюдаемые в пределах этой площади, относятся к типу KQ (рис. 1, б). При таком разрезе горизонты ρ_1 и ρ_2 связаны с надлазовыми и лавовыми, но относительно «сухими» образованиями. Суммарная мощность этих пород не превышает 100 м. Ниже электрических горизонтов ρ_1 и ρ_2 выделяется слой ρ_3 максимальной мощностью до 150—200 м. Удельное сопротивление этого слоя равно примерно 200—400 ом. Если на глубине свыше 100 м действительно залегают лавовые породы, то они, судя по величине ρ_3 , должны быть водоносными (возможно также водоносны валунно-галечники и т. п.). Во-вторых, по данным электрозондирования, именно в пределах рассматриваемой площади наблюдается смена литолого-фациального состава водоупорных пород от вулканогенно-осадочных к осадочным. О наличии бассейна подземных вод говорят также озерно-речные образования, вскрытые скважинами на участке Назырван—Базмахпюр—Карби. И, наконец, по-видимому, не случайно, что именно в пределах рассматриваемой площади разгружаются известные Базмахпюр-Назырванские и Шоршорские родники. Несмотря на приведенные факты, нами, однако, полностью не исключается возможность связи электрического горизонта ρ_3 с водоупорными породами вохчабердской свиты. И в таком случае составленная нами карта рассматриваемой площади представляет интерес и показывает, что выделенная депрессия за счет довольно резкого поднятия, особенно водоупорных отложений, разбита структурными выступами на отдельные ступени, постепенно понижающиеся на запад—от гор. Аштарах к с. Базмахпюр. В таком случае пределы выделенного субартезианского бассейна значительно уменьшаются. Окончательное разрешение этого вопроса требует заложения хотя бы одной скважины глубиной 100—150 м. между населенными пунктами сс. Парби—Карби.

Отток подземных вод из отмеченного водосборного бассейна происходит по погребенным долинам рр. Палеокасах и Палеошахверд. К югу эти воды поступают в пределы Араратской котловины.

В заключение следует отметить, что места заложения скважин, пробуренных у населенных пунктов Базмахпюр, Назырван, Карби, Арагацотн и Нигатун, были установлены, главным образом, по данным геофизических исследований с учетом также результатов палеогеоморфолого-гидрогеологической съемки. Всеми указанными скважинами обнаружены водоносные горизонты с высококачественной пресной водой. Результаты геофизических работ используются также при проводимых ныне детальных палеогеоморфолого-гидрогеологических (Ереванский госуниверситет) и поисково-разведочных гидрогеологических (Управление геологии СМ Арм. ССР) работах, выполняемых с целью определения предварительных запасов вновь обнаруженных подземных

вод и участков, благоприятных для их перехвата на высоких гипсометрических отметках.

Армянский научно-исследовательский институт
водных проблем и гидротехники

Поступила 2.XI.1974.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд-во Ереванского университета, Ереван, 1969.
2. Минасян Р. С. Использование статистических методов при обработке кривых ВЭЗ в районах развития лавовых образований. Сб. «Разведочная геофизика», вып. 50, «Недра», М., 1972.

УДК 550.387

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Л. А. АХВЕРДЯН, Ц. Г. АКОПЯН

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ
АРМЯНСКОЙ АТОМНОЙ ЭЛЕКТРОСТАНЦИИ

Армения является одной из сейсмоактивных зон Советского Союза. Армянская атомная электростанция (ААЭС) строится в районе «Большого Еревана», где сила землетрясения достигает 8 баллов [5].

По данным ряда исследователей [1, 3—5], территория ААЭС расположена в зоне глубинных разломов общекавказского и близмеридионального простираения. Однако, глубинное строение территории ААЭС все еще недостаточно изучено, и этот вопрос представляет большой интерес. Именно с этой целью было предусмотрено применение комплекса геолого-геофизических исследований, в том числе глубинное магнитотеллурическое зондирование (ГМТЗ) в районе ААЭС.

Следует отметить, что территория ААЭС представляет собой довольно трудный объект исследований по методу МТЗ, так как там существуют помехи как индукционного, так и промышленного характера, которые искажают синусоидальную форму импульсов.

Для регистрации электромагнитного поля была применена магнитотеллурическая лаборатория МТЛ-62, с помощью которой регистрируются колебания горизонтальных составляющих электромагнитного поля Земли (H_x , H_y , E_x , E_y) с периодом от нескольких секунд до нескольких минут. Вариации взаимноперпендикулярных составляющих (E_x , H_y ; H_x , E_y) хорошо коррелируются между собой на различных частотах. В частотном спектре поля преобладают колебания с периодом 30°—100°. Наиболее интенсивные вариации наблюдаются в утренние часы и в середине дня. H -поле преобладает в основном линейной поляризацией, а поле E —квазилинейной и эллиптической (рис. 1 а, б).

Обработка магнитотеллурических данных сводилась к определению амплитуд и видимых периодов вариации для различных частот, расчету ρ_x , ρ_y , нахождению значений суммарной продольной проводимости S и построению импедансных полярных диаграмм [2]. Применяемая нами методика полевых наблюдений, обработка материалов проведена согласно [2].

На рис. 2 приведены кривые зондирования, построенные для ГМТЗ-1, ГМТЗ-2. В двух точках построены кривые для ρ_x , так как для построения ρ_y число импульсов оказалось недостаточным. Восходящая ветвь ρ_x хорошо накладывается на двухслойной палетке с индексом $\mu_{1,2} = 300 \cdot \rho_T^{kp}$, $\sqrt{T^{kp}} = 28$.

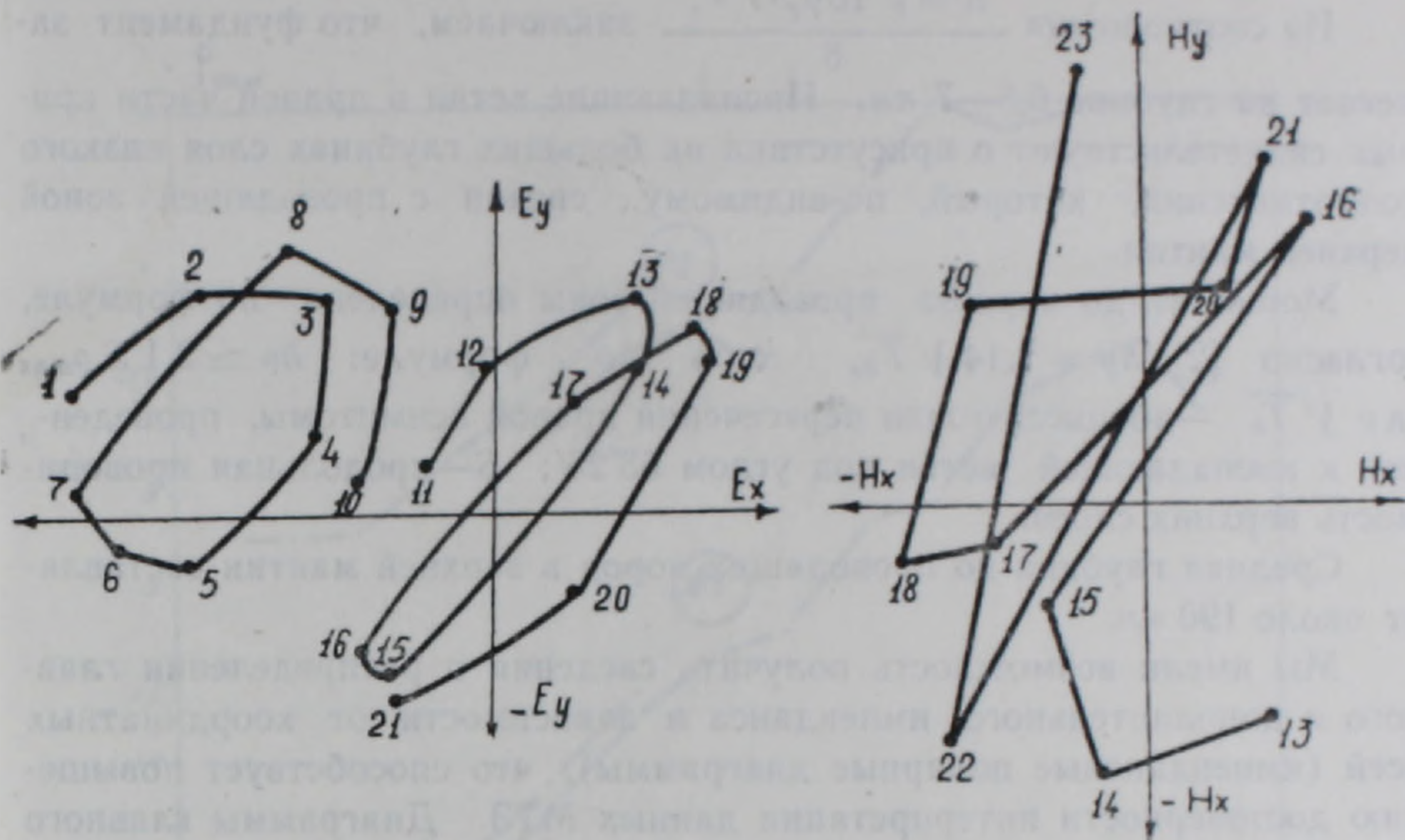


Рис. 1. а—вектор поляризации поля— E ; б—вектор поляризации поля— H .

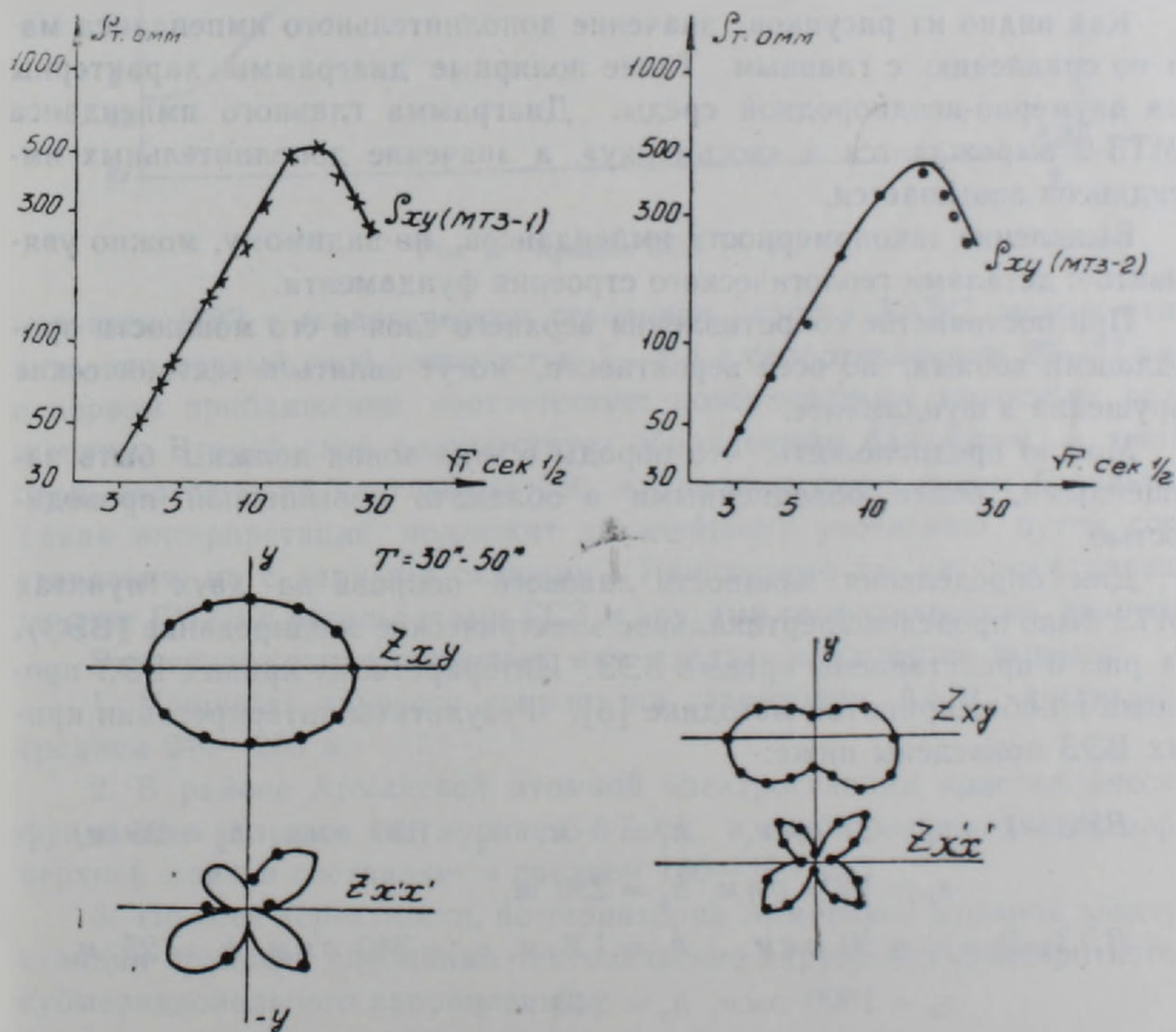


Рис. 2. Кривые ГМТЗ (ρ_x) с главными и дополнительными импендансами.

Из соотношения $\frac{h = \sqrt{10 \rho_T \cdot T^{\cdot p}}}{8}$ заключаем, что фундамент залегает на глубине 6,5—7 км. Ниспадающие ветви в правой части кривых свидетельствуют о присутствии на больших глубинах слоя низкого сопротивления, который, по-видимому, связан с проводящей зоной верхней мантии.

Мощность до хорошо проводящей зоны определена по формуле, согласно [2]. $h\rho = 1,14 \sqrt{T_h}$, либо по формуле: $h\rho \simeq 2,1 S \rho_{\max}$ где $\sqrt{T_h}$ — абсцисса точки пересечений правой асимптоты, проведенной к ниспадающей ветви под углом $63^\circ 25'$; S — продольная проводимость верхних слоев.

Средняя глубина до проводящих пород в верхней мантии составляет около 190 км.

Мы имели возможность получить сведения о распределении главного и дополнительного импеданса в зависимости от координатных осей (импедансные полярные диаграммы), что способствует повышению достоверности интерпретации данных МТЗ. Диаграммы главного и дополнительного импеданса для периода 30—50 сек для ГМТЗ-1, ГМТЗ-2 изображены на рис. 2.

Как видно из рисунков, значение дополнительного импеданса мало по сравнению с главным. Такие полярные диаграммы характерны для двумерно-неоднородной среды. Диаграмма главного импеданса ГМТЗ-2 вырождается в «восьмерку», а значение дополнительных импедансов повышается.

Выявление закономерности импедансов, по-видимому, можно увязывать с деталями геологического строения фундамента.

При постоянстве сопротивления верхнего слоя и его мощности проводящими зонами, по всей вероятности, могут являться тектонические нарушения в фундаменте.

Можно предположить, что породы в этих зонах должны быть нарушенными, более обводненными и обладать повышенной проводимостью.

Для определения мощности лавового покрова на двух пунктах ГМТЗ было проведено вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ). На рис. 3 представлены кривые ВЭЗ. Интерпретация кривых ВЭЗ проведена по общепринятой методике [6]. Результаты интерпретации кривых ВЭЗ приведены ниже:

$$\text{ВЭЗ-1} - \rho_1 = 37 \text{ ом}, \quad h_1 = 3 \text{ м}, \quad \rho_2 = 350 \text{ ом}, \quad h_2 = 25 \text{ м}, \\ \rho_3 = 1400 \text{ ом}, \quad h_3 = 250 \text{ м},$$

$$\text{ВЭЗ-2} - \rho_1 = 20 \text{ ом}, \quad h_1 = 1,6 \text{ м}, \quad \rho_2 = 340 \text{ ом}, \quad h_2 = 25 \text{ м}, \\ \rho_3 = 1500 \text{ ом}, \quad h_3 = 240 \text{ м}.$$

Таким образом, на кривых ВЭЗ довольно четко отбивается трехслойный разрез с определенными значениями ρ и h . Сопоставляя ре-

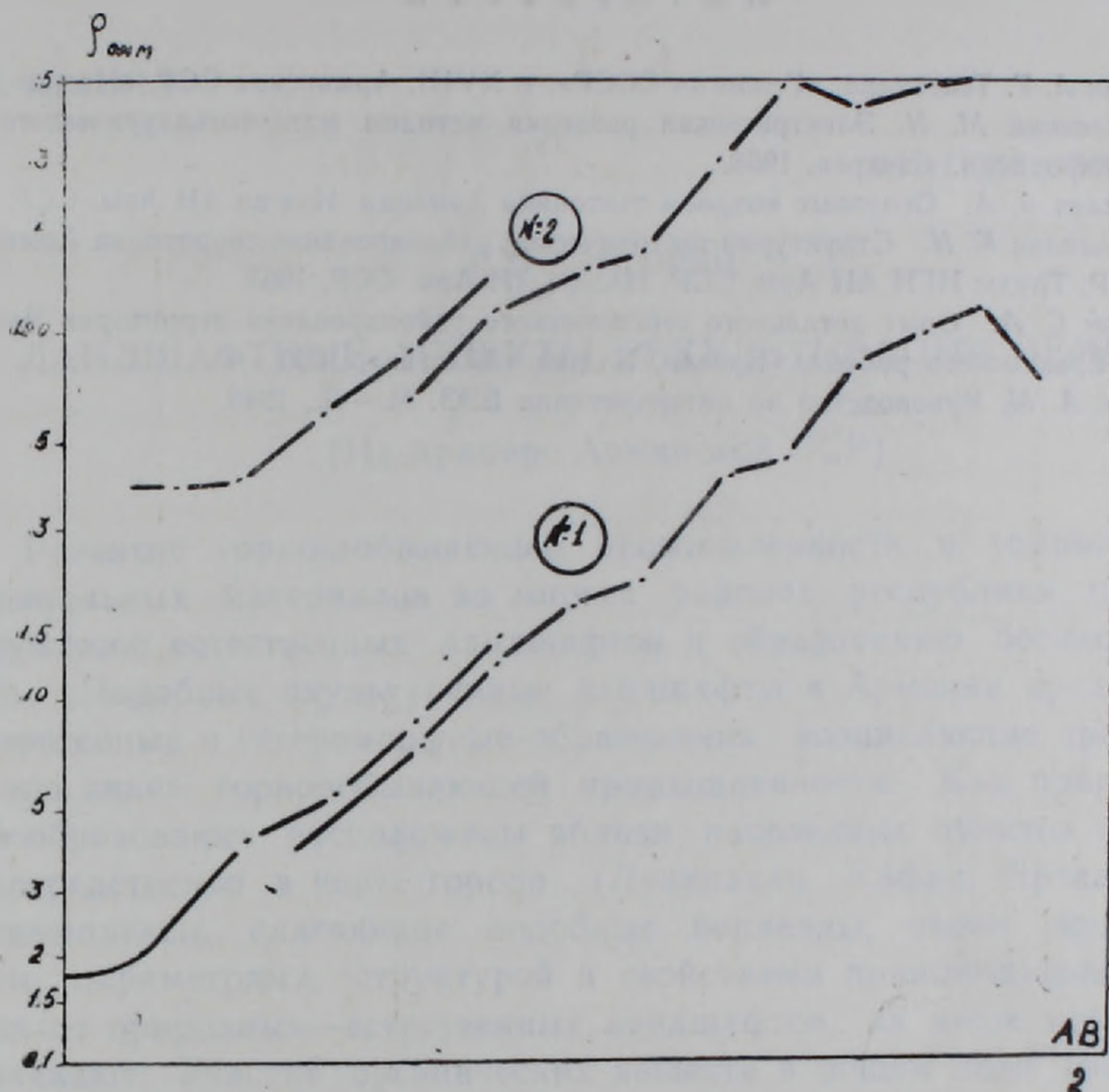


Рис. 3. Кривые ВЭЗ (1, 2).

результаты ВЭЗ с геологическим строением участка ААЭС, можно отметить, что первый слой, мощностью 2—3 м с сопротивлением 20—37 омм, в первом приближении соответствует поверхностным наносным отложениям. Второй слой соответствует обводненным базальтам, а третий слой, залегающий на глубине 250 м, соответствует сухим базальтам. Такая интерпретация подлежит дальнейшему уточнению путем сопоставления их с данными скважин. Необходимо также сопоставление данных ГМТЗ с результатами ГСЗ и другими геофизическими данными.

Вышеизложенное позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Мощность лавового покрова на территории ААЭС достигает в среднем 240—260 м.

2. В районе Армянской атомной электростанции кристаллический фундамент залегает на глубине 6—7 км, а глубина проводящих пород верхней мантии составляет в среднем 180—190 км.

3. По всей вероятности, по территории Армянской атомной электростанции проходят глубинные тектонические нарушения субширотного и субмеридионального направлений.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Арм. ССР

Поступила 3.X.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Тектоника. «Геология СССР», т. XVIII, Армянская ССР, «Недра», 1970.
2. Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. «Недра», 1968.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.
4. Паффенгольц К. Н. Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. Труды ИГиН АН Арм. ССР. Изд-во АН Арм. ССР, 1963.
5. Пирузян С. А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван, Изд-во «Айастан», 1969.
6. Пылаев А. М. Руксводство по интерпретации ВЭЗ. М.—Л., 1949.

УДК 991.2:551.4

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Г. Б. ГРИГОРЯН

ЛАНДШАФТНЫЕ АСПЕКТЫ РЕКУЛЬТИВАЦИИ ЗЕМЕЛЬ

(На примере Армянской ССР)

Развитие горно-добывающей промышленности и темпов добычи строительных материалов во многих районах республики привело к нарушению естественных ландшафтов и образованию бесплодных земель. Подобные окультуренные ландшафты в Армении представляют гетерогенные и гетероморфные образования, возникающие прежде всего «по вине» горнодобывающей промышленности. Как правило, эти новообразования расположены вблизи населенных пунктов и реже — непосредственно в черте города (Ленинакан, Кафан, Ереван и др.). Геокомплексы, слагающие подобные бедленды, своим происхождением, параметрами, структурой и свойствами принципиально отличаются от природных — естественных ландшафтов, на месте которых они возникают. Участие органических веществ в общем ходе гипергенеза этих новых типов антропогенных ландшафтов очень ничтожно, поэтому их следует выделить как особый род техногенных неоконплексов, отличающихся от техногенных культурных ландшафтов.

В современном состоянии эти техногенные окультуренные геокомплексы не только не используются в народном хозяйстве, но и, что самое главное, во многих отношениях явно неблагоприятны и даже опасны для здоровья людей. С другой стороны, из-за низкой биологической продуктивности и специфических геофизических и особенно геохимических свойств они образуют своеобразные барьеры на пути миграции веществ, обмена материалов и энергии между сопряженными горными ландшафтами в региональном масштабе. Этим и искажают они нормальный ход природных процессов, поддерживающих динамическое равновесие местных ландшафтов.

Иногда на поверхности грунтов новообразованных комплексов встречаются горные породы, имеющие повышенное содержание некоторых химических элементов, которые неблагоприятны для жизни живых организмов. Такие площади в течение многих десятилетий остаются в виде голых «дурных» земель. Они вызывают неблагоприятные изменения гидрологического режима на прилегающих пространствах и часто являются источниками загрязнения нижерасположенных культурных и естественных ландшафтов. Примеры подобных образований в республике многочисленны, особенно в бассейнах рр. Вохчи и Дебед.

Все виды таких нарушений можно подразделить на три категории:

1. Ландшафты, связанные с повреждением целостности верхней части геологического фундамента и формы рельефа (карьеры, траншеи, провалы и т. д.).

2. Ландшафты, образованные на породах, извлеченных из недр, на твердых промышленных отбросах и пр.

3. Ландшафты на значительной глубине, отравленные химическими веществами (фильтрации, отстойники, хвостозадержатели, сточные воды и т. д.).

Анализ географического распределения нарушенных земель показывает, что они исключительно приурочены к активно используемым зонам земледелия (среднегорий). Подавляющая часть этих земель, наиболее сложных по условиям рекультивации, относится к регионам с наилучшими условиями для земледелия (степи).

Большая часть этих земель в настоящее время может быть рекультивирована непосредственно в целях использования в сельском хозяйстве (туфокарьеры, замкнутые карьеро-отвалы комплексы горно-рудной промышленности и др.).

Как отмечает Б. П. Колесников [2], рекультивация отброшенных земель и отвалов включает в себя три аспекта:

1. Научная систематика (классификация) земель с учетом природно-ландшафтной обстановки и прогнозирования развития техногенных геокомплексов.

2. Познание механизмов, управляющих формированием культурных ландшафтов, т. е. прогнозирование путей ускорения превращения этих бесплодных земель в культурные—полноценные угодья (решение вопросов научно-обоснованной технологии рекультиваций земель).

3. Разработка принципов экономической оценки рекультивационных работ и совершенствование методов и способов их выполнения.

В основе решения этой проблемы исключительную роль играет учение о ландшафтах, позволяющее выявить взаимодействия между природными ландшафтами и техногенными комплексами. Иначе говоря, ландшафтные условия районов рудных месторождений являются естественной основой создания техногенных геокомплексов, во многом определяющих формирование и хозяйственное использование последних.

В соответствии с особенностями восстановительных работ рекультивация земель, нарушенных в процессе добычи полезных ископаемых, разделяется на два основных этапа: горнотехнический и биологический (биогеоэкологический).

Первый является подготовительным этапом для биологической рекультивации и включает в себя земляные работы (планировка поверхности, уборка камней и пр.). Биологический этап охватывает мероприятия по восстановлению почвенного покрова, озеленению, выбору сортов и пр. (табл. 1).

Следует отметить, что характер и содержание рекультивационных работ зависят от целей использования территории. Так, с целью подготовки земель для застройки или же для создания водохранилищ дос-

Таблица 1

Рекультивация техногенно-окультуренных (в основном карьеров, шахт и отвалов) ландшафтов

Характер рекультивации	Э т а п ы р е к у л ь т и в а ц и и				
	Геоэкологический (горно-технический)	Биогеоэкологический (биологический)			
	Воссоздание геолого-литологического фундамента	Первичное восстановление почвенной структуры	Полное восстановление (воссоздание) культурных ландшафтов		
Степень и последовательность рекультивации	Стабилизация грунтов, физикохимическая и микробиологическая эволюция литологического субстрата	Частичное восстановление почвенного покрова при ослабленном биологическом круговороте веществ	Существенное восстановление почвенного покрова при активном восстановлении биологического круговорота веществ	Восстановление сформированного почвенно-растительного покрова	
Участие гипергенных миграционных процессов в стадии рекультивации	Вовлечение токсичных элементов в миграционные потоки	Участие токсичных веществ в биологическом круговороте	Без участия токсичных веществ в биологическом круговороте	Без участия токсичных веществ в биологическом круговороте	С частичным участием токсичных веществ в биологическом круговороте
Пригодность территории для хозяйственного использования после рекультивации	Рекультивация только для строительных целей	Сельскохозяйственные угодья пассивного использования; лесные насаждения и др.		Сельскохозяйственные угодья активного использования	Лесные насаждения рекреационного назначения

таточно ограничиваться горнотехнической рекультивацией. В другом случае следует учитывать общую ландшафтную обстановку. Например, в высокогорных альпийских и субальпийских поясах, где активное использование земель в сельском хозяйстве ограничено из-за холодного климата, рекультивация земель сводится к первому этапу.

В условиях среднегорных и низкогорных ландшафтных поясов, с лучшими условиями для сельскохозяйственного освоения, рекультивацию земель следует вести по всем этапам, для полного восстановления их плодородия и вовлечения в сельскохозяйственный оборот.

При проектировании горнодобывающего предприятия следует учитывать ландшафтные особенности окружающей среды, перспективы экономического развития района, а также необходимо провести комплексные почвенно-географические изыскания. К сожалению, пока что ландшафтный подход отсутствует даже при рекультивации земель. Подобные работы проводятся со стороны проектных институтов или служб, которые, как правило, ищут не эффективный, а самый простой и дешевый вариант.

Комплексный, ландшафтный подход к рекультивации нарушенных земель позволяет создать наиболее рациональный и эффективный вариант природно-техногенного культурного ландшафта. В частности, вблизи населенных пунктов, главной целью рекультивации следует считать озеленение—создание оздоровительных санитарно-гигиенических условий и зон отдыха.

Одной из основных задач ландшафтных исследований с целью прогноза динамики природы, под воздействием открытых разработок, является определение параметров и характера влияния техногенных процессов на окружающие природные ландшафты. Анализ деятельности горнодобывающих предприятий республики с открытым способом разработки позволяет сделать вывод, что несмотря на большую глубину внедрения горных выработок и огромные объемы перерабатываемых пород, прямое воздействие открытых разработок на окружающую среду ограничивается главным образом перестройкой местных мелких ландшафтов (урочищ). Более крупные геосистемы испытывают лишь косвенное влияние техногенных процессов. Однако в условиях гор косвенные влияния иногда приводят к более губительным последствиям, чем прямые воздействия. Последние ярче всего наблюдаются в процессе отравления межгорных равнинных земель жидкими отходами горнодобывающих предприятий, что обусловлено тесным сопряжением парагенетических ландшафтов горных склонов и днищ котловин [1]. Отсюда следует, что несмотря на сложность технического решения вопросов рекультивации нарушенных земель, загрязняющихся отходами горно-металлургической и горно-химической промышленности (характерной для республики), актуальность их не может вызвать сомнения, так как рекультивация предполагает ликвидацию очага вредного влияния на окружающую среду (табл. 2). Важность решения этой проблемы заключается еще в том, что скорость антропогенных процессов на-

Таблица 2

Техногенное воздействие при рекультивации земель (с учетом природно-ландшафтной обстановки территории)

Характер техногенного воздействия	Изъятие веществ из ландшафтов	Привнос веществ в ландшафты	Местная трансформация веществ ландшафтов, без существенного привноса или изъятия
Направление и основные формы техногенного воздействия	Удаление геохимически активных токсичных веществ: 1. Поверхностные ядовитые отходы промышленности. 2. Глыбовидные необработанные отходы. 3. Технические сооружения. 4. Нежелательные биокомпоненты и рыхло-обломочные материалы.	Привнос геохимически активных не токсичных в любых концентрациях веществ: 1. Почвенный слой. 2. Удобрение. 3. Орошаемые воды. 4. Посадочный материал.	Погребение и/или изоляция геохимически активных токсичных веществ: 1. Переустройство литологического фундамента. 2. Погребение геохимически активных токсичных веществ. 3. Стабилизация почвогрунтов. 4. Установка дренажных систем. 5. Осушение (обводнение).

рушения земель все более возрастает и пропорционально ей сокращается площадь продуктивных сельскохозяйственных земель.

Однако некоторые обстоятельства до сих пор мешают проведению рекультивационных работ.

Во-первых, это отсутствие специального органа, занимающегося вопросами рекультивации брошенных и нарушенных земель. Созрела необходимость иметь в республике такую же службу, как мелиоративная, с ведением научно-исследовательских и проектных работ.

Во-вторых, это отсутствие соответствующих технических возможностей разработки минеральных сырьевых ресурсов глубоких слоев месторождений. Иногда очень длительный период карьеры и штольни остаются в открытом виде, засоряют окружение, но их нельзя засыпать, так как не извлечены все запасы. Подобная картина у нас создалась на территории Ширака, где на огромной площади использованы верхние слои туфа, а нижние не могут разрабатываться и поэтому указанные карьеры брошены, но не подлежат рекультивации. Что касается отходов обогатительных комбинатов (Каджаран, Агарак и др.), то они являются ценным сырьем для извлечения многих редких элементов и поэтому они не подлежат рекультивации.

Изъятие земель для нужд различных отраслей горнодобывающей и перерабатывающей промышленности (если в недрах залегают полезные ископаемые), а также для строительства, является объективной необходимостью. Но после высвобождения этих площадей из промышленного использования их следует приводить в состояние, пригодное для сельского хозяйства.

Советское правительство придает большое значение выполнению мероприятий по рекультивации земель. В Основах земельного законодательства Союза ССР и Союзных республик определено, что все предприятия и организации, деятельность которых приводит к нарушению земель, обязаны приводить высвободившиеся площади в состояние, пригодное для использования в народном, в первую очередь, в сельском хозяйстве.

Рекультивацию нарушенных земель следует рассматривать не только как систему мероприятий по увеличению площади продуктивных угодий, но и как важное условие сохранения природной среды для будущих поколений.

Указанную проблему можно решить на научной основе с применением комплекса гидротехнических, инженерных, мелиоративных и биологических мероприятий, с учетом процессов функционирования естественных ландшафтов территории.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.XII.1976.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григорян Г. Б. Техногенное загрязнение горных котловин Армянской ССР. Известия АН СССР, сер. географ., № 1, 1976.
2. Колесников Б. П., Моторина Л. Проблема рекультивации земель. «Природа», № 11, 1975.

УДК 528.94(479.25)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ж. М. КАРАПЕТЯН

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ГЕОКОМПЛЕКСОВ И РАЗРАБОТКИ ТИПОЛОГИЧЕСКИХ СХЕМ ДЛЯ ОХРАНЫ ПРИРОДЫ

Для полноценного и рационального использования природных ресурсов без нарушения взаимосвязанных естественных условий и природных процессов, необходимы всесторонний анализ и оценка развития геокомплексов определенных территорий и районов. Широкий размах технического прогресса и современный темп развития народного хозяйства, в особенности горных и вновь осваиваемых районов, не удовлетворяют карты, фиксирующие статистическое состояние геокомплексов—необходимы карты, отображающие динамику изменения среды в количественных и качественных показателях. Взаимодействия общественных и природных систем и контакт человека с окружающей средой всегда выдвигали необходимость комплексного решения проблемы «человек и среда». В этом отношении большую роль смогут сыграть достижения картографо-геодезической науки, позволяющие изучить и фиксировать активно изменяющиеся природные категории, с высокой точностью и достоверностью оценить их развитие и выявить закономерности основных направлений по их динамике, служащих надежной основой для долгосрочных географических прогнозов. Составление комплексно-синтетических карт на базе стационарных и полустационарных наблюдений за ходом изменений геокомплексов как в пространстве, так и во времени позволяет прогнозировать развитие и охрану среды.

Процесс географического научно-обоснованного прогнозирования по существу сложен и многоэтапен [2]. Первым этапом работ по прогнозированию следует считать сбор и фиксацию необходимой информации по динамике окружающей среды в целом и их компонентов, в частности, для чего необходимы детальные полевые стационарные и камеральные исследования в целях установления характера и интенсивности изменения природных компонентов, масштаба и темпа воздействия основных факторов, вызывающих изменения в окружающей среде.

Вторым этапом работ должна быть дифференциация полученных характеристик, с целью определения ориентации прогнозов, т. е. определение общих тенденций развития геокомплексов, их скорости, темпов и ритмичности, масштаба их распространения на фоне пространственного и временного факторов прогноза. При разработке общих направлений прогноза временной фактор следует считать одним из ведущих. Лишь совмещение на картах пространственных и временных представлений может дать полноценную картину динамики природного комплек-

са. И, наконец, третий этап работ должен заключаться в обобщении результатов исследований и выявлении основных направлений развития геокомплексов. Здесь же понадобится установить как общие тенденции, касающиеся общей динамики геокомплекса, так и частные, для отдельных компонентов природной среды. Третий этап работ по прогнозированию должен основываться на выводах и умозаключениях об исследуемых и картографируемых явлениях и процессах на базе синтеза количественных и качественных характеристик изменений явлений.

Географический прогноз, в первую очередь, должен опираться на фактических материалах, которые по форме и содержанию могут быть весьма разными. Они могут быть материалами ежегодных инструментальных съемок, составленных на разные даты развития природной среды, в виде аналитических карт, всевозможных текстовых и цифровых информаций, результатов натурных наблюдений и т. д. Дальнейшая доработка и синтез этих материалов должны сводиться к унификации и своду наиболее обобщенных характеристик и выводов. В картографии этот процесс можно считать переходом от аналитических карт к комплексно-синтетическим картам, где необходимо ввести такие показатели, как масштаб и темп, скорость и характер, продолжительность и изменчивость отдельных компонентов природного комплекса. Именно эти показатели, фиксированные на комплексно-синтетических картах динамики, могут явиться основными исходными данными для прогнозирования развития и разработки типологических схем охраны природы.

Подобная карта нами составлена для Севанской горно-озерной котловины [1]. По содержанию и принципу составления она комплексно-синтетическая. В ней отображены почти все современные факторы рельефообразования, участвующие в изучении геосистемы бассейна. На карте отображены:

1) интенсивность и характер экзо- и эндогенных факторов рельефообразования с учетом их скорости во времени и территориального распределения;

2) субстратные особенности региона с выделением литогенеза и возраста пород, с целью установления их податливости процессам эрозии и денудации;

3) интенсивность и характер эрозионно-аккумуляционных работ текущих вод, характер и изменчивость почвенно-растительного покрова и, наконец, динамика отдельных природных явлений, например, гравитационных и оползневых процессов и т. д.

Составленная по указанному принципу комплексно-синтетическая карта динамики котловины служила основой для районирования процессов рельефообразования по характеру и интенсивности с выделением территорий, нуждающихся в проведении защитных мероприятий. Данная карта поистине явилась единственной достоверной основой для заключительного периода географического прогнозирования развития, защитных мероприятий по охране природного комплекса. Основываясь

на этой карте, нами была разработана типологическая схема по защите окружающей среды района.

Эта часть исследования, которая, по существу, явилась заключительным этапом прогнозирования, представляет собой переход от комплексно-синтетических карт к составлению карт-выводов более широкого содержания и назначения. Как видно, карты—выводы должны, в первую очередь, базироваться на синтетических картах динамики геокомплексов, т. е. в данном случае необходимы разработка и составление серий или отдельных карт, на которых должны отображаться как элементы динамики природных явлений в целом, так и их перевес, т. е. комплекс типологических схем и защитных мероприятий по охране природного комплекса. В практике такие карты пока что не существуют, но необходимость их составления давно назрела.

Составленная нами карта динамики природного комплекса с типологической схемой защитных мероприятий является крупномасштабной. На ней изображены динамика (в скоростях) экзогенных рельефообразующих процессов с выделением их типа, интенсивности и масштаба распределения. При отображении их воздействия на подстилающую поверхность мы руководствовались территориальным распространением по котловине с учетом их непосредственного воздействия на определенные участки бассейна.

На карте выделены также активно изменяющиеся и относительно стабильные участки, т. е. участки, пока что мало реагирующие на современные рельефообразующие процессы. Это участки, на которых изменения происходят очень медленно и почти незаметно.

В специальном содержании карты (особым разделом в легенде) выделены и отображены литологические комплексы пород, их возраст, степень разрушения коренных пород и отношение их к процессам эрозии и денудации. Включение в содержание карты литологических комплексов с элементами нестектоники, на наш взгляд, имеет существенное значение для прогнозирования развития на них всего комплекса экзогенных факторов. Все эти элементы содержания карты отображены разными способами картографического метода передачи информации. Так, например, качественный фон для преобладающих экзогенных процессов и их комплексов, способом значков (локализованных и др.)—литологические комплексы пород, линейными значками—снос, аккумуляция, перемещение оползней и т. д. Способом изолиний выделены однородные и однозначные изменения отдельных элементов природного комплекса и т. д. В итоге получилась довольно насыщенная по содержанию карта динамики природного комплекса бассейна.

Прогнозная карта геосистемы бассейна с элементами типологической схемы по охране и защитным мероприятиям составлялась на основе синтетической карты динамики котловины. Такой подход к решению задачи нами представляется более удобным и оптимальным, поскольку именно в данном варианте составления возможно объединение содер-

жания двух карт (карт динамики и прогноза). Возможность совмещения двух карт, несомненно, зависит и от общего количества изображаемых на них явлений, которые и определяют максимальную нагрузку карты. Но с целью сохранения читаемости рекомендуется также передача их по отдельным картам. Так, например, на основной карте можно передать динамику геокомплекса, а врезкой к ней—типологические схемы и защитные мероприятия определенных участков регионов, используя при этом основные системы условных обозначений основной карты. Подобный прием преследует цель повышения информативности карт, не нарушая стройности, логичности и читаемости систем условных обозначений (легенд) к ним.

Схемы защитных мероприятий по охране природного комплекса разрабатывались исходя из геологических (литологических), геоморфологических (морфографических), климатических и других особенностей бассейна. Были учтены также характер и интенсивность экзогенных процессов, степень освоения определенных территорий бассейна. Однако наиболее трудной и нерешенной задачей в прогнозировании нам представляется предвидение изменений, связанных с хозяйственной деятельностью человека, особенно на тех участках бассейна, где намечается создание крупных строительных комплексов. По-видимому, для таких участков необходимы особые приемы и методы изыскания, которые по сей день относительно мало обследованы. Существующие методы прогнозирования, описываемые нами, здесь кажутся не совсем приемлемыми для подобных территорий, и прогнозирование их развития будет неполноценным и мало достоверным.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.VIII.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Ж. М. Об опыте составления аналитических и синтетических карт динамики рельефа басс. оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1975.
2. Сальников С. Е. и др. Карты для обеспечения географических прогнозов. Мат. V Всесоюзн. конференции по тематическому картографированию, Киев, 1975.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ ГОЛОЦЕНА
И ПРОБЛЕМЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ»

В Чехословакии с 20 по 26 сентября 1976 г. Евросибирской подкомиссией голоценовой комиссии Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода была организована шестая конференция на тему «Геология голоцена и проблемы окружающей среды» с экскурсиями по Западным Карпатам.

Непосредственным организатором конференции на территории Чехословакии явился Братиславский институт геологии им. Д. Штура. В конференции приняли участие 35 человек из 10 стран: Австрии, Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, СССР, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швеции.

Конференция началась 20 сентября в Высоких Татрах, в курортном местечке Татранска Ломница. Выбор этого места был продиктован главной задачей экскурсий конференции—ознакомить ее участников с проблемами голоцена Западных Карпат. Кроме того, в ее программу входили посещения некоторых обнажений плейстоцена, в частности тех, которые датируются границей верхнего плейстоцена (позднеледниковье) и голоцена.

Западные Карпаты являются типичной областью развития четвертичных континентальных образований. Благодаря своему расположению в Средней Европе эта область имеет значение для корреляции четвертичных отложений Европы в широком масштабе. Поэтому организаторы конференции сочли необходимым ознакомить участников как с голоценовыми отложениями, так и с палеогеографическим положением и стратиграфией четвертичных отложений всей области. Отдельные обнажения были выбраны так, что участники экскурсий получили полную картину типичного развития голоцена. Осмотр каждого обнажения сопровождался лекцией специалистов, изучивших эти объекты.

20 сентября в первую половину дня была организована экскурсия на гору Ломницкий щит. Здесь был совершен пеший маршрут и осмотрен комплекс типичных ледниковых форм рельефа и ледниковых отложений Высоких Татр. Вторая половина дня была посвящена открытию конференции и докладам.

Со вступительным словом на заседании выступил председатель Оргкомитета И. Вашковский (Чехословакия). Затем о работе конференции и ее основных задачах рассказал президент Евросибирской подкомиссии Л. Старкель (Польша). Он вкратце изложил задачи предыдущих конференций, организованных подкомиссией и подробно остановился на задачах данной конференции. В частности он отметил три пункта программы:

а) методика—сравнение геологических (палеогеографических) методов исследований с методами исследований современных процессов. Сопоставление результатов исследований;

б) стратиграфия—создание детальной стратиграфической схемы голоцена;

в) окружающая среда—изучение механизма окружающей среды и влияние человека на нее, прогнозирование развития окружающей среды в будущем.

Далее было заслушано 8 докладов. Первым выступил И. Вашковский, который кратко охарактеризовал основные черты геологического строения Словакии и, в частности, ее плейстоценовой истории. А. Котарба (Польша) доложил об активности развития склонов в Карпатах, доказывая, что склоновые процессы играют значительную роль в нарушении баланса природной среды. В частности, велика роль человека в развитии этих процессов. С. Бортеншлагер (Австрия) рассказал о климатических изменениях в голоцене в высоких поясах Альп, показывая ритмичность их развития во времени, а также о границе между позднеледниковым и послеледниковым временем. Ф. Краль (Австрия) сделал обобщающий доклад, в котором на основании палинологических исследований проследил послеледниковые изменения климата в Средней Европе.

Доклад М. Ралска-Яшевич (Польша) был посвящен влиянию человека на развитие голоценовой растительности и ландшафты Польских Карпат. Показывая каким образом и в какой степени каждое живое существо зависит от абнотических факторов среды, в которой оно обитает, автор доказала, что на совокупность всех организмов, составляющих биом, а также различных отношений, которые их связывают друг с другом, и всех их взаимодействий со средой, активно может влиять и влияет человек. Л. Филлипович (Болгария) в своем докладе привела данные палинологических исследований и радиоуглеродных датировок в Старой Планине, на основании которых удалось проводить стратиграфическое расчленение голоцена изученной области.

Представитель СССР—Ю. Саядян выступил с докладом «Армения и сопредельные области в послеледниковое время (на примере озера Севан)», в котором говорилось об исследованиях послеледниковых отложений и археологических памятников побережья озера Севан. За последние 6—7 тысяч лет в бассейне озера имели место значительные изменения природной среды: колебания уровня озера, изменения в растительном покрове окружающих горных сооружений и в развитии культур древних людей, которые теснейшим образом связаны с климатическими колебаниями как на территории Армении и сопредельных областей, так и в глобальном масштабе. Им доказывалось, что наиболее характерной особенностью и основной закономерностью послеледниковой истории природы и материальной культуры и сопредельных областей является ритмичность в их развитии. Определяя естественные

ритмы колебаний уровня Севана и водоносности стекающих в него рек, можно регулировать его уровень нужным образом в настоящее время и в будущем.

Затем выступил В. Ширмер (ФРГ), который рассказал об исследованиях погребенных почв в голоценовом аллювии долин рек Мен и Рейн.

После каждого доклада были дискуссии и прения.

С 21 сентября начались научные экскурсии по Словакии.

В сел. Гоиовце участники конференции осмотрели пресноводные известняки (травертины) с богатой ископаемой флорой и фауной. В погребенном почвенном горизонте этих известняков найден слепок внутренней части черепной коробки ископаемого человека (*Homo ergaster andertalensis*—мустье). В разрезе этих известняков по палинологическим исследованиям и по фауне млекопитающих выявлены два холодных периода, разделенных относительно теплым периодом. В возрастном отношении эти известняки относятся к рисс-вюрмскому межледниковью.

Далее были осмотрены обнажения в районе Горка-Болега, где пресноводные известняки образуют выположения плоской долины в Центрально-Карпатском палеогене. Опорной точкой для датировки этих известняков является терригенный гумусовый слой, в котором сделаны археологические находки, относящиеся к позднебронзовому веку с колебаниями сухого периода. Этот слой относится к суббореалу. Выше лежащие слои соответствуют влажной фазе субатлантики, а последнее иссушение, связанное с эрозией всего месторождения—к субсовременному периоду. Этот разрез представляет интерес прежде всего потому, что наглядно показывает, как колебание сухого суббореального периода отразилось на слоях пресноводных карбонатов, развитых в нескольких различных фациях.

В следующем обнажении в местечке Горка-Лесница (устье долины р. Нижний Баян) участники экскурсии наблюдали редкое явление природы, где доступен весь профиль пролювиальных отложений конуса выноса в узком каньонообразующем ущелье в триасовых известняках. Стратиграфия разработана на основании фауны моллюсков.

Далее, в местечке Древеник, близ Спишского Подгорья, было осмотрено обнажение пресноводных известняков. Последние обнажаются на холме, сложенном Центрально-Карпатским флишем—сланцеватыми мергелями и алевролитами, перемежающимися с горизонтами песчаников. Источники минеральных вод, выходящих вдоль разломов, отложили на вершине холма огромный купол пресноводных известняков. В течение четвертичного периода постгенетические процессы травертинизации превратили эти известняки в массивные травертины. В травертиновой плите имеются пещеры с остатками древней культуры.

Участники экскурсии посетили самый большой в Средней Европе замок—Спешский Град, расположенный над высоким скалистым утесом, сложенным целиком из дочетвертичных травертинов.

22 сентября состоялась экскурсия в пещеру Домница—одну из са-

мых больших в Европе. Пещера находится в Словацком карсте. С соседней пещерой Барадла в Венгрии составляет одно генетическое целое общей длиной 22 км. Пещера была открыта в 1926 году венгром П. Майко. Для посещения она функционирует с 1932 года. На Чехословацкой территории пещера протягивается на 5140 м, а для посетителей открыто 1775 м.

Пещера образована в светло-серых (веттерштейнских) известняках среднего триаса. Обзор для туристов состоит из сухих и водных пространств. Сухие пространства включают следующие залы: Майков собор, знаменитый археологическими находками, Девственный лес, Концертный зал с Пальмовым залом, Собор погод и Зал террас. Все они богато украшены натечно-капельными образованиями разного характера. Множество сталактитов, сталагмитов и натечно-капельных столбов образуют местами действительный окаменевший лес. Натечно-капельные образования в большинстве случаев отмершие от терра-росса. По дну пещеры протекает подземная речка Стыкс, имеющая три больших притока, один из которых называется Девичий коридор. Множество речных наносов (щебня и глины) и особенно выровненные продольные профили говорят о возникновении пещеры Домница при помощи эрозии подземных водотоков Стыксы и Домницкого потока. Все выше лежащие пещерные пространства образованы благодаря вертикальным тектоническим нарушениям в двух системах. В продольном профиле пещеры наблюдаются три уровня развития, в каждом из них чередуются периоды эрозии и аккумуляции. Возраст пещеры Домница не древнее плиоцена. Температура в пещере в течение года колеблется от 10 до 12,3°C, среднегодовая—11,2°C, влажность—около 95—97%. Особые физико-химические условия пещерной среды способствуют образованию причудливых натечно-капельных украшений: синтровых щитов, барабанов, каскадообразных озер и гуановых горшков. В пещере найдена плейстоценовая фауна, ныне здесь зимуют некоторые виды рецентных трогнофилов, а в озерах проживают троглобионты, живут летучие мыши.

Пещера Домница была заселена еще в верхнем палеолите. Здесь найдена селетская культура. В раннем неолите население пещеры производило разукрашенную керамику, в среднем—гемерскую линейную керамику. Наиболее интенсивно пещера была заселена представителями буковогорной культуры, исключительно богатые находки которой были в Зале одиннадцати племен. Определенная конфигурация некоторых пещерных коридоров, остатки ям, рисунки, сделанные углем на стене Священного коридора, дают основание полагать об использовании некоторых залов Домницы для священных обрядов и культа. Радиоуглеродная датировка из буковогорского поселения Домницы показала цифру 4120 лет.

После осмотра пещеры Домница, по дороге в Татранска-Ломница были осмотрены месторождения типичных известковых туфов в районе местечка Эветешской мельницы. Здесь под карстовым воклюзским ис-

точником, вытекающим из контакта триасовых известняков, отложились мощные слои известковых туфов.

После трехдневного пребывания в Высоких Татрах участники конференции автобусом отправились на экскурсию по Словакии. Сделав две ночевки в городах Топольничаны и в Комарно, 25 сентября во второй половине дня они приехали в Братиславу.

23 сентября в местечке Валча (Словакская долина) были осмотрены обнажения известняков, отложенных минеральными источниками. В их разрезе выделяются два горизонта. Нижние слои сложены быстро переслаивающимися пачками гумусовых альмов и известковых туфов с растительными остатками и прослоями тонких ячеистых известковых песков. Малакофауна бедная и однообразная, чаще встречаются только пресноводные гастроподы, мало их наземных форм. В торфяных горизонтах встречаются растительные остатки. Верхние слои сложены песками, пропитанными известковым туфом, с прослоями мергелистых глин. Малакофауна девственных лесов и содержит много видов, позволяющих датировать возраст слоев не древнее эпиатлантики. Разрез датируется атлантическим периодом. Несмотря на то, что на этом обнажении мало критериев для датировки, интереса заслуживает весьма типичный случай развития долинного месторождения, фиксирующего все главные фазы седиментации и климатических колебаний.

Следующее обнажение было осмотрено в местечке Блатница (Розовый навес). Здесь развит типичный навес с заполнителем, представленным отчасти известняковым детритом, отчасти рыхлыми натечными образованиями. О чрезвычайной влажности местонахождения свидетельствует наличие сфагновых мхов на скалах известняка под навесом. Единственным критерием для хронологической интерпретации является изменение состава остальных слоев и развитие малакофауны.

Далее, следующее обнажение находится в местечке Иванчина (Турчанская котловина)—месторождение торфяника. Здесь развит типичный низкий торфяник, образовавшийся в результате зарастания озера. Начало образования торфяника относится к концу бореала.

24 сентября участники экспедиции прибыли в старинный город Нитру, где посетили Археологический институт Словацкой Академии наук и осмотрели коллекции и экспонаты.

25 сентября через город Комарно участники конференции прибыли в Братиславу и посетили Институт геологии им. Д. Штура, где состоялось заключительное заседание конференции. Было заслушано пять докладов.

Первым выступил Л. Старкель (Польша) с сообщением об основных проблемах голоцена в Северном полушарии. Он отметил важность палеопидрологических исследований в умеренной зоне в течение последних 15000 лет. С этой целью, отметил автор, уже работают следующие группы: а) изучение растительности в различных климатических поясах (руководитель—Б. Берглунд, Швеция); б) картирование пыльцы на северо-западе Европы в 1000-летних интервалах (руководитель—

Дж. Бэрке, Кембридж); в) рельеф и континентальное осадконакопление (руководитель Л. Старкель). Автор отметил также, что во время симпозиума в Упсале (Швеция) в 1975 г. была разработана проблема влияния человека на окружающую среду и прогнозирование будущего. Он высказал предложение об организации небольших групп в различных странах, занимающихся проблемой механизма изменения окружающей среды и влияния человека.

Затем выступили К. Егер (ГДР) и В. Ложек (Чехословакия) с сообщением о возможностях изучения голоцена и влияния человека на ландшафты. Л.-К. Кёниксон (Швеция) доложил о некоторых проблемах хронологии голоцена и предложил новую стратиграфическую схему, основанную на изучении голоценовых осадков Скандинавских стран. Представители ГДР—Е. Эхвальд, К. Егер и Е. Ланге сообщили о современных понятиях сухих территорий, лесов и открытых пространств в голоцене.

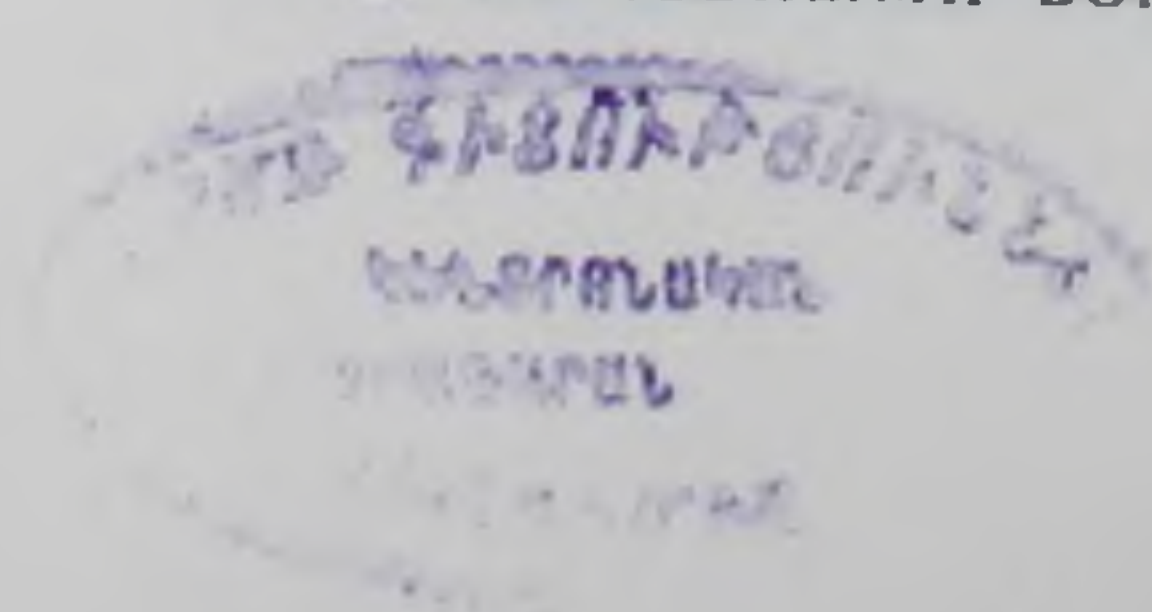
Основываясь на свое предыдущее выступление, Л. Старкель предложил проект «Изменения палеогидрологических условий в умеренной зоне за последние 15000 лет». Последним выступил Б. Берглунд (Швеция) с сообщением об изменениях природной среды в голоцене и подробно рассказал о проекте голоценовой стратиграфической схемы, предложенной своим коллегой Л.-К. Кёниксоном. После докладов начались оживленные дискуссии и прения. В частности, некоторые сомнения по поводу принятия новой голоценовой стратиграфической схемы высказали В. Ширмер (ФРГ) и С. Бортеншлагер (Австрия).

26 сентября была организована экскурсия по Братиславе и знакомство с Институтом геологии им. Д. Штура. Институт был организован в области рудной и региональной геологии, создания разгической карты Словакии в М 1:25000, затем возобновление опустошенных войной рудников и наземных коммуникаций. В настоящее время институт вырос в мощный научный центр, где ведутся комплексные исследования в области рудной и региональной геологии, создания различных геологических карт. Особо ценных успехов институт достиг в исследовании радиометрического датирования, изучении изотопов, палеотемпературных и термолюминесцентных исследований. В институте, кроме обычных геологических лабораторий, имеются такие как: термическая, рентгеноструктурная, электронномикроскопическая и др. В отделе четвертичной геологии проводятся комплексные исследования. Институт имеет два периодических издания: «Сборник геологических наук» и «Геологические труды», кроме того, издает ряд спорадических трудов и монографий.

Таким образом, содержание прослушанных докладов и дискуссий, совершенные научные экскурсии показывают:

1. Всестороннее изучение голоцена—одна из важнейших проблем, которой занимается Международный союз по изучению четвертичного периода (ИНКВА).

2. Основными вопросами изучения голоцена являются вопросы его



нижней границы, стратиграфии, генезиса, классификации и картирования отложений, климатических изменений, тектоники, истории растительности, фауны, природной среды в целом и развития человеческого общества.

3. Огромное значение приобретают исследования влияния природной среды на жизнедеятельность человека и развитие человеческого общества, взаимодействия хозяйственной деятельности и природной среды. Особое внимание уделяется влиянию уже сильно измененной природной среды на условия существования и жизнедеятельность человеческого общества.

4. Исследования голоценового периода очень сложны. Они требуют участия различных специалистов. Голоценовая комиссия Международного союза по изучению четвертичного периода¹ выполняет весьма благотворную работу в этом направлении, объединяя на своих симпозиумах и конференциях специалистов различных стран. Кроме того, она способствует организации совместных исследований.

5. Организация совместных исследований на Карпатах, Альпах и Кавказе может продвинуть решение проблемы голоцена далеко вперед. Это также будет способствовать решению Программы Международной геологической корреляции (в рамках ЮНЕСКО).

6. Конференция также выявила пути изучения проблемы голоцена и укрепления международных связей.

Ю. В. САДЯН