ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

Журнал основан в 1943 г., выходит 6 раз в год
на русском и армянском языках

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան *(պատասխանատու խմբագիր)*, *տեխն. գիտ. թեկն.* Ս. Վ. Բադալյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ* Ա. Բ. Բաղդասարյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Դ. Պ. Բաղդասարյան, *ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ. անդամ* Ա. Հ. Խաբրիելյան, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Է. Խ. Գույան, *երկրա-հանք. գիտ. դոկտ.* Է. Ա. Խաչատրյան *(պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)*, *ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ.* Ա. Գ. Նազարով, *երկրա-հանք. գիտ. թեկն.* Կ. Դ. Շիրինյան, Է. Ա. Ռոստոմովա *(պատասխանատու քարտուղար)*, *երկրա-հանք գիտ. թեկն.* Ա. Ի. Ֆարամազյան *(պատասխանատու խմբագրի տեղակալ)*։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Член-корр. АН Арм. ССР *А. Т. Асланян* (ответственный редактор), 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*, канд. геол.-мин. наук *Р. Т. Мириджанян*, акад. АН Арм. ССР *А. Г. Назаров*, *Э. С. Ростомова* (ответственный секретар), канд. геол.-мин. наук *А. С. Фарамазян* (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук *Э. А. Хачатурян* (заместитель ответственного редактора), канад. геол.-мин. наук *К. Г. Ширинян*.

Խմբագրության հասցեն՝ 375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.
Адрес редакция: 375019, Ереван 19, Барекамутян, 24а

© Издательство АН Арм. ССР
Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1982

ԱՄԸ 409

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 3 Հատոր XXXV 1982

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Մ. Ա. Սաթյան. *Փոքր Կովկասի օֆիոլիտների ավտոխտոն և ալլոխտոն դիրքի վարկածները (որոշ արդյունքներ)* 3

Հ. Հ. Սարգսյան, Լ. Վ. Անանյան, Մ. Ն. Ֆանարջյան, Ա. Ս. Կատախտ-յան. *Փամբակ-Սարինարի խախտման հասցեական դերի մասին (Անանի լեռնաշղթա)* . . 13

Ս. Ս. Գրիգորյան, Վ. Ա. Գրիբենկո. *Ժայռի իզոտոպների տեղաբաշխումը ոսկու հանքավայրի սուպֆիդային միներալներում և ներփակող ապարներում* . . . 20

Ռ. Ա. Սարգսյան, Վ. Ա. Իգումնով, Ս. Ս. Էմինյան, Լ. Գ. Գարբինյան, Ն. Գ. Ասլանյան. *Կիրովականի գոտու նոր հանքային ջրերը և նրանց ռեժիմային դիտարկումների արդյունքները* 29

Է. Ի. Գարխոմենկո, Տ. Վ. Տոնոյան. *Ինական սոդալիտի պիզոէլեկտրական հատկությունների ուսումնասիրումը* 38

Համառոտ հաղորդումներ

Վ. Բ. Սեյրանյան. *«Արժինակունիս պատմության վերաբերյալ* 47

Ս. Գ. Ասլանյան, Վ. Բ. Մուրադյան, Ա. Ա. Շահնազարյան, Լ. Խ. Ջալաբյան, Ա. Ս. Գասպարյան. Al_2SiO_5 *կազմության պոլիմորֆիկատի սինթեզման հարցի վերաբերյալ* 53

Ս. Կ. Խաչատրյան, Շ. Գ. Շահնյաշվիլի, Մ. Ս. Մնացականյան, Օ. Մ. Սդիվնիշվիլի. *Ջրի, բենզոլի և H-հեքսանի գոլորշիների ադսորբման դինամիկան կլինոպտիլոլիտային ապարների բնական և HCl մոդիֆիկացված նմուշների վրա* . . 59

Գ. Մ. Գևորգյան. *Հաստատուն հոսանքի կետային աղբյուրի էլեկտրական դաշտի օգտագործմամբ անհաղորդիչ մարմինների որոնման ժամանակ* 61

Լ. Ս. Սմբատյան, Կ. Մ. Սարաֆյան, Ս. Գ. Ավետիսկյան. *Լուծույթների և կատալիտների վրա ռենտգենաոպտիմետրիկ անալիզի հնարավորությունները* . . . 68

Գ. Բ. Գրիգորյան. *Հայկական ՍՍՀ արգելավայրերի լանդշաֆտային ներկայացուցչականությունը* 70

Փիլիսոփայական բոլորիկա

Յու. Վ. Սայադյան. *«Ջափավոր գոտու պալեոհիդրոլոգիան» միջազգային սիմպոզիումը* 75

Ռեֆերատներ

Ն. Կ. Կարապետյան. *Վանի շրջանի երկրաշարժերի օջախների մեխանիզմը* . . . 81

Ն. Կ. Կարապետյան. *Ջալդրանի երկրաշարժը և նրա առաջացման մեխանիզմը* . . 83

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 3 том XXXV 1982

СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян, М. А. Сатиан. Гипотезы автохтонного и аллохтонного положения офиолитов Малого Кавказа (некоторые итоги) 3
Г. А. Саркисян, Э. В. Ананян, М. Е. Танашян, А. С. Караханян. О рудоконтролирующей роли Памбак-Саринарского разлома (Севанский хребет) . . . 13
С. С. Григорян, В. А. Гриненко. Распределение изотопов серы в сульфидах золоторудного месторождения и замещающих их породах 20
З. А. Саркисян, В. А. Игумнов, Р. С. Эминян, Л. Г. Дарбинян, Н. Г. Асланян. Новые минеральные воды Кироваканской зоны и результаты режимных наблюдений за ними 29
Э. И. Пахомоенко, Т. В. Гоноян. Исследования пьезоэлектрических свойств природного содалита 36

Краткие сообщения

В. Б. Сейранян. К истории «арминакуна» 47
К. Г. Асланян, В. Б. Мурадян, А. А. Шахназарян, Л. Х. Чалабян, А. С. Гаспарян. К вопросу синтеза алюмосиликата состава Al_2SiO_5 53
К. К. Хачатурян, Ш. Д. Сабелашвили, М. С. Мерабишвили, О. М. Мдивнишвили. Динамика адсорбции паров воды, бензола и н-гексана на природных и HCl модифицированных формах клиноптилолитовых пород 59
Г. М. Петросян. Использование электрического поля точечного источника постоянного тока при поисках непроводящих тел 62
Л. С. Смбатян, К. М. Сарафян, С. Г. Аслибекян. Возможности рентгенорадиометрического анализа на растворах и католитах 67
Г. Б. Григорян. Ландшафтная репрезентативность заповедников Армянской ССР 70

Научная хроника

Ю. В. Саядян. Международный симпозиум «Палеогидрология умеренной зоны» 78

Рефераты

Н. К. Карапетян. Механизм очагов землетрясений Ванского района . . . 84
Н. К. Карапетян. Чалдыранское землетрясение и механизм его возникновения . 85

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 3—12, 1982

А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТИАН

ГИПОТЕЗЫ АВТОХТОННОГО И АЛЛОХТОННОГО ПОЛОЖЕНИЯ ОФИОЛИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА (НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ)

Последние два десятилетия подробного изучения офиолитовой ассоциации заметно сблизили гипотезы автохтонного и аллохтонного структурного положения офиолитов Малого Кавказа. Из участвующих в строении офиолитовых зон разновозрастных кремнисто-вулканогенных образований (J_3—K_1^{al}; K_1^{al}—K_2^{cm}) альб-раннеконьякская толща включает крупные секущие массивы габбро-гипербазитов и по набору признаков состава и строения относится к офиолитовой ассоциации. Показана необходимость в дальнейших исследованиях создания нескольких моделей возникновения и размещения офиолитов.

Еще на самом раннем этапе исследований было обращено внимание на появление продуктов разрушения офиолитов в составе конгломератов верхнего мела [1, 7, 14, 31]. Впоследствии, по мере детализации геологической съемки, были замечены бесспорные факты прорыва гипербазитами пород нижнего сенона и местами низов палеогена. Таким образом, сложилось довольно противоречивое мнение о возрасте самих офиолитов. Наиболее вероятным в те годы было предположение о неоднократном магматическом становлении габбро-гипероазитов в истории развития земной коры региона, причем внедрение их связывалось с этапами наибольшего прогибания коры [2, 7, 12, 14].

Первые специализированные палеонтолого-стратиграфические исследования областей развития офиолитов показали, что в составе вулканогенно-осадочной толщи, включающей гипербазиты, имеются линзы радиоляритов [35], причем первые же предварительные определения радиолярий Севанской зоны поставили под сомнение позднемеловой (туронский) возраст вулканитов, содержащих линзы и прослои радиоляритов: было высказано предположение об их более древнем, позднеюрском-неокомском возрасте (учитывая также большую степень их дислоцированности по сравнению с верхнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами смежных структурно-формационных зон). Однако подобная же по составу вулканогенно-осадочная толща, вмещающая гипербазиты Вединской зоны (хосровская толща по В. Л. Егояну, 18), достаточно надежно палеонтологически датировалась как посттуронская и доверхнеконьякская [18, 35].

Тем не менее предположение В. П. Ренгартена [35] о доверхнемеловом возрасте вулканогенно-осадочной толщи Севанской зоны, вмещающей офиолиты, затем было поддержано регионально-геологическими и тектоническими исследованиями [24, 25, 22, 28, 13].

Поскольку эти данные в совокупности с данными о наличии в составе офиолитовой серии тектонического меланжа и покровного характера размещения его в структуре региона были созвучны результатам исследования офиолитов обширной области Средиземноморья, то, казалось, подготавливались все объективные условия для разработки некой унифицированной схемы раннемезозойского океанообразования во всей области Средиземноморья и Передней Азии с последующим закрытием океана в позднем мелу и шарьированием офиолитов на континентальную окраину [22, 44, 45].

Специализированные палеонтологические, а, в известной мере, и литологические исследования последнего десятилетия внесли существенные коррективы в эту схему: было показано, что кремнисто-вулканогенная толща региона имеет преимущественно ореднемеловой возраст. Здесь надо сделать небольшое отступление и сказать, что и ранее были известны находки глоботрункановых известняков и единичные находки микрофауны в ее разрезах [7, 18, 34]. Но в гипотезе аллохтонного размещения офиолитов этот примечательный факт объяснялся тем, что глоботрунковые известняки представляли осадочный фон, который включал в себе развалы более древних офиолитов. Основные надежды на объективное рассмотрение возраста офиолитов связывались потому с радиоляриевым анализом, поскольку радиоляритовые линзы и прослои, несомненно, парагенетически связаны с офиолитовыми вулканитами.

К тому времени были сделаны многочисленные находки радиоляритов на юго-востоке и северо-западе Севанской офиолитовой зоны [22, 38, 39 и др.], в Вединской офиолитовой зоне [36], а также в новооткрытой Зангезурской офиолитовой зоне [8, 36].

Таким образом, была подготовлена почва для постановки подробных палеонтологических исследований, и выводы, которые следовали из них, говорили в пользу преимущественно среднемелового возраста офиолитовой ассоциации региона [20]. Надо также сказать, что в тех немногих разрезах, где были получены данные о наличии позднеюрских радиоляритов (тертерский и некоторые разрезы Лачинского района в бассейне Акеры [20]), последующие уточнения комплексов радиолярий в радиоляритах [5, 41] показали, что в таких опорных разрезах, как кылычлинский, надырханлынский и ипякский, кремнисто-вулканогенная толща имеет среднемеловой возраст. Что касается находок в некоторых из этих разрезов (ипякском) коралловых известняков позднеюрского возраста [39], то при учете всех прочих данных по возрасту вмещающих толщ и строению самих известняков, их можно с большой достоверностью считать олистолитами, снесенными с позднеюрских гряд Карабахского антиклинория в среднемеловой офиолитовый трог. Тем не менее остается неясным пространственное и по восходящему разрезу соотношение кремнисто-вулканогенной среднемеловой толщи бассейнов Тертер и Акера с силицитами, включающими позднеюрский-раннемеловой комплекс радиолярий. Вопрос этот остается практически не обсужденным и требует дальнейшего изучения. Здесь уместно напомнить, что

сходная ситуация сонахождения в одних и тех же разрезах среднемеловых и раннемезозойских микрофаунистических комплексов, отмеченная для ряда разрезов Загроса, Омана, вероятно, связана с вовлечением в размыв и снос в среднемеловой бассейн мощных кремнистых толщ, возраст которых варьирует от позднего триаса до поздней юры включительно [42]. Однако вряд ли можно ограничиться лишь этим объяснением, упуская из виду существование в офиолитовом разрезе, например, центрального сектора Северо-Анатолийской зоны позднеюрской кремнисто-вулканогенной толщи, наряду со среднемеловой—этот факт имеет решающее значение для поисков сходной ситуации на восточном продолжении этой зоны на Малом Кавказе.

Неизбежен вопрос—какая же из кремнисто-вулканогенных толщ офиолитовых зон региона является, собственно, частью офиолитовой ассоциации: альб-позднемеловая или же позднеюрская-неокомская? Сторонники аллохтонного размещения офиолитов в структуре региона полагают, что таковой является позднеюрская-неокомская кремнисто-вулканогенная толща. Но, на наш взгляд, именно альб-позднемеловая кремнисто-вулканогенная толща может быть отнесена к офиолитовой ассоциации. Прежде всего, она действительно имеет наиболее широкое развитие в строении офиолитовых зон и вмещает крупные массивы габбро-гипербазитового комплекса (Джил-Сатанахачский, Ипякский и др.). Разрез её, как было показано [8, 36], составляют типичные для офиолитовой ассоциации спилиты, мощные пачки и линзы радиоляритов. В петрохимическом отношении довольно распространены толеиты, что касается щелочных базальтоидов, то они, как показывают последние исследования офиолитов восточного Средиземноморья и Передней Азии, нередки для разреза офиолитовой ассоциации и так же, как и присутствующие в разрезе кератофиры, не могут рассматриваться в качестве чужеродных офиолитам [48, 53, 51, 56, 10, 23]. Среднемеловой возраст этих образований выявлен последними исследованиями в Северо-Анатолийской, Эльбурсской (Сабзевар), Таврской и Загросской зонах, а также на Кипре [50, 51, 53, 18].

Становится также понятным безосновательность синхронизации этих событий с позднеюрским офиолитообразованием Апеннин и Динаро-Эллинид. Предшествующий среднемеловому рифтингу в Восточном Средиземноморье и Передней Азии позднетриасовый этап растяжения континентальной коры (покровы Кипра, Антальи и Омана) пространственно был, вероятно, не особенно разобщен от среднемелового, поскольку вулканогнено-осадочные толщи, местами с типичными офиолитами, слагают несколько смежных тектонических пластин в этих классических разрезах [52, 55]. Отметим также, что средне?—позднеюрским офиолитовым сериям Динаро-Эллинид в Вардарской зоне предшествовало формирование кремнисто-порфиритовой толщи позднего триаса и, весьма вероятно, что имеются синхронные им ультрабазиты.

Из приведенного краткого обзора следует, что по комплексу признаков к офиолитовой ассоциации могут быть отнесены позднеюрская-

кремнистая и вулканогенная толщи Апеннин и Динаро-Эллинид, среднемеловая кремнисто-вулканогенная толща Передней Азии, включая Малый Кавказ. Этап их возникновения целесообразно обособить от предшествующего этапа растяжения в триасе и, соответственно, определить как главный в офиолитообразовании, тогда как ему предшествовавший — как подготовительный. Их геохронологическое и структурное соотношение выяснено еще недостаточно полно. В Динаро-Эллинидах их разобщает раннe-среднеюрское карбонатонакопление, хотя местами в разрезе может присутствовать и карбонатно-кремнисто-вулканогенный лейас [58]. В Северо-Анатолийской зоне Передней Азии подготовительный и главный этапы офиолитообразования разграничены карбонатонакоплением титона-неокома, за время которого возникают мощные пелитоморфные и рифовые образования в узких приразломных прогибах [8, 48, 46]. Аналоги их известны ныне и в Севанской и Зангезурской зонах Малого Кавказа [3, 8, 22]. В Тавре среднемеловой офиолитовый вулканизм и седиментация следуют за мощным мелководным карбонатонакоплением в юрское-неокомское время. В Вединской зоне, в её центральной части в юре были перерывы в седиментации, тогда как на юго-востоке существовал глубокий прогиб, выполненный в лейасе вулканитами, а в доггере терригенно-карбонатными отложениями. Из сказанного совершенно очевидна сложная и многообразная история развития офиолитовых прогибов и выполнивших их кремнисто-вулканогенных толщ. Следовательно, унифицированная схема корреляции офиолитов и их размещения в структуре данного и смежных регионов не может претендовать на адекватное отражение вопроса без анализа накопившегося за последние годы обширного фактического материала. Все эти данные должны быть учтены и для разработки региональной схемы офиолитообразования. Достаточно подробно гипотеза автохтонного размещения офиолитовой ассоциации была рассмотрена ранее (8, 36), поэтому, во избежание повторения, обратим внимание на следующее.

Как известно, гипотеза автохтонности офиолитов предполагает ограниченное растяжение континентальной коры и мантийный диапиризм до ее верхнего уровня с частичным или полным разрывом самой коры. Одним из заметных недостатков данной схемы является отсутствие надежных моделей современного интраконтинентального офиолитообразования.

Сопоставление с рифтами красноморского типа [48, 36] не является достаточным для характеристики всего многообразия офиолитовых прогибов Мезотетиса: многие из них, как известно, возникают в пределах рифтинга континентальной коры, длительно развивавшейся в полуплатформенном или платформенном режиме, между тем имеются и области возникновения офиолитовых прогибов на месте или же вдоль крупных и протяженных геосинклинальных зон, включающих и офиолитовый магматизм — примером может служить Северо-Анатолийско-Севанская зона. Далее совершенно очевидно, что мантийный диапиризм и вывод ультрабазитового вещества в сферу размыва достигает своего ощутимого значения в офиолитовых трогах еще на средней или даже на началь-

ной фазе формирования кремнисто-вулканической толщи и их породы включают эти продукты размыва. Между тем пока неизвестны современные рифты красноморского типа с подобным уровнем ультрабазитовых протрузий в отношении дна бассейна [21]. Нет в последних и аналогов собственно кремнисто-вулканогенной формации[1]. Поэтому можно думать, что отсутствие среди современных зон внутриконтинентального или межконтинентального начального рифтогенеза аналогов офиолитовых прогибов Мезотетиса скорее всего объяснимо с позиции необратимой эволюции земной коры [43]. С этих позиций обращает на себя внимание примечательное то обстоятельство, что офиолитовый магматизм, проявленный в неразрывной связи с образованием мощных толщ спилитов, в отличие от всех других проявлений магматизма представляет уникальные эпизоды в эволюции земной коры в фанерозое: во всей Тавр-Кавказской области таковых определяются один-два эпизода за 100 *млн лет* геологической истории (в среднем—верхнем палеозое и в среднем мелу, возможно, и в верхнеюрское время), тогда как эффузивный магматизм неофиолитового типа проявился многократно и полисериально, размещаясь практически по всей стратиграфической шкале фанерозоя.

Не пересказывая всех положений хорошо известной гипотезы аллохтонного размещения офиолитов региона [22, 39], отметим лишь некоторые сдвиги в ее содержании в свете новых фактических данных. Здесь очень важно обратить внимание на то, что в гипотезе все меньше места уделяется крупномасштабным горизонтальным перемещениям континентально-коровых масс, которые приводят к возникновению крупного океана. В новых схемах речь идет уже о том, что малокавказский офиолитовый пояс маркирует мезозойский бассейн океанического типа, представлявший узкий залив Тетиса [19]. Такие выводы следуют и из новых петрохимических данных по вулканитам офиолитового разреза [19], а также из данных изучения блоков включений в офиолитовом разрезе метаморфического комплекса, возникшего по континентально-корово му материалу [26]. Следует обратить также внимание на необходимость уточнения положения в структуре Мезотетиса протяженных блоков континентальной коры, разделенных офиолитовыми зонами. Проблема эта приобретает особую остроту в случае выделения микроплит. Совершенно очевидно, что в региональной геологии Передней Азии таковые играют особую роль и не могут быть игнорированы при палеотектонических реконструкциях. Также представляет задачу дальнейших реконструкций сочленение офиолитовой зоны Курдистанского хребта с Тавром и с Вединской зоной в области Арарата. Все это, естественно, ограничивает возможности построения некоего единого океанического бассейна, которым, по представлениям некоторых геологов, отделялась Евразия от Гондваны. Палеогеографическая картина здесь гораздо более сложная.

---

[1] Кроме того, очевидна возможность конвергенции петрохимических и геохимических признаков при палеотектонических реконструкциях. Например, толеиты осевого трога рифта Красного моря оказались петро-геохимически сходными с толеитами срединных хребтов океана (Альмухамедов и др., 1982, в тез. докл. 5 школы морск. геол., т. 2, М., 1982).

В связи с этими новыми данными еще более проблематичными становятся реконструкции собственно океанической глубоководной части Мезотетиса. Результаты исследований по этой проблеме в сопредельных районах Средиземноморья и Передней Азии все больше приводят к критическому пересмотру ранних представлений о сходстве Мезотетиса с современными океанами и их окраинами[1]. Если сосредоточить внимание на полученных более надежных результатах по региону Малого Кавказа, то все меньше оснований искать на этой территории офиолиты, возникшие в океанической ситуации--в его срединнохребтовой или смежных частях, или в желобах. Таким образом, поиск сужается к воссозданию малых бассейнов, где возможен был мантийный диапиризм, базальтоидный вулканизм и кремненакопление. Нетрудно заметить, что проблема с точки зрения кинематики сводится к модели ограниченного рифтогенеза континентальной коры с разрывом ее сплошности. Причем, и в одной и в другой гипотезах принимается во внимание факт наличия продуктов и позднеюрского и альб-позднемелового вулканизма (хотя имеются, как было показано, существенные различия в оценке их принадлежности к офиолитовому разрезу), и в той и в другой гипотезах обсуждается вопрос о развалах офиолитовых масс, выжатых при компрессии впадин (хотя по разному оцениваются амплитуды их перемещения), наконец, обе гипотезы вынуждены принять во внимание существование под каждой офиолитовой зоной глубинного разлома, достигающего верхней мантии [8, 17]. Несомненно, что аллохтонная гипотеза оперирует большим числом актуалистических моделей, которые идут из изучения окраин континентов. Однако на деле это ее преимущество перед гипотезой автохтонного размещения офиолитов в приложении к региональной геологии оказалось кажущимся. Действительно, насколько могут быть убедительны попытки воссоздания офиолитов островодужных и краевых морей без доказательства наличия самого океана? Проблем здесь, как видно, немало для последующих исследований. Итак, говоря о некотором сближении точек зрения по ряду вопросов генезиса офиолитов региона, нельзя не отметить, что остается немало еще задач для дальнейших разработок--это, во-первых, и, во-вторых, то, что, несмотря на некоторое сближение взглядов, все же основные, «стержневые» противоречия конкурирующих гипотез сохраняют свою остроту. Сегодня, когда достигнут большой прогресс в геологической изученности офиолитов, попытки синхронизации событий офиолитообразования на обширных пространствах Средиземноморья и Передней Азии следует считать неоправданными с точки зрения региональной геологии и геофизики.

Более того, имеются все данные считать процесс офиолитообразования разновозрастным и отвечающим главным закономерностям развития земной коры каждого из регионов. Общее омоложение офиолитов с запада и центральной части Средиземноморья к востоку и далее в Переднюю Азию становится общепризнанным фактом. Также разнообразны

---

[1] См. тезисы докладов совещаний по офиолитам на Кипре (1979) и во Флоренции (1981).

состав и строение офиолитовых разрезов и структурное их положение в строении континентальной коры: крупные покровы достоверно картируются лишь в Апеннинах, Альпах, некоторых частях Динаро-Эллинид, между тем на Кипре и особенно в Передней Азии преобладающей структурной позицией являются автохтоны и параавтохтоны офиолитов. Все это говорит о разнообразии тектонических условий возникновения офиолитов и всей офиолитовой ассоциации и их размещения в структуре континентов. В связи с этим целесообразность разработки ряда моделей офиолитообразования совершенно очевидна.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23 XI 1981

Ա. Տ. ԱՏԼԱՆՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏՆԵՐԻ ԱՎՏՈՀՈՏՈՆ ԵՎ ԱԼԼՈՀՈՏՈՆ ԴԻՐՔԻ ՎԱՐԿԱԾՆԵՐԸ (ՈՐՈՇ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐ)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին երկու տասնամյակների ընթացքում Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային ասոցիացիայի ուսումնասիրությունը զգալիորեն միմյանց մոտեցրել է մարգի օֆիոլիտների ստրուկտուրային դիրքի վերաբերյալ եղած ավտոխտոն և ալլոխտոն վարկածները։ Օֆիոլիտային գոտիների կառուցվածքում մասնակցող տարբեր հասակի ($K_1^{al}-K_2^{cn_1}$ և $J_3-K_1^{ce}$) կալծքարային-հրաբխածին շերտախմբերից այր-վաղանոնյանն իր մեջ ներփակում է հիպերբազիտների խոշոր զանգվածներ և կազմության ու կառուցվածքի մի շարք հատկանիշներով մոտենում է օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարներին։

Նշված է, որ օֆիոլիտների առաջացման և տեղաբաշխման մի քանի մրցակցող մոդելների ստեղծումը կարող է նպաստել այդ բարդ և հույժ ժամանակակից խնդրի հետագա ուսումնասիրման գործին։

A. T. ASLANIAN, M. A. SATIAN

MINOR CAUCASUS OPHIOLITES AUTOCHTHONOUS AND ALLOCHTHONOUS POSITION HYPOTHESES; SOME RESULTS

A b s t r a c t

The recent two decades investigations have appreciably drown nearer both autochthonous and allochthonous hypotheses of Minor Caucasus ophiolites structural posttion. From the ophiolitic zones siliceous-volcanogenic series of different age ($K_1^{al}-K_2^{cn_1}$ and $J_3-K_1^{ce}$) the Albian-Early Cenonian one encloses large massives of ultrabasites and by its composition and structural features is the most similar to the rocks of ophiolitic association.

The autochthonous and allochthonous hypotheses merits are discussed as well as it is considered the necessity of creation a number of models of ophiolites forming and distribution which determines the prospects of their investigation.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. «Зап. Кавк. отд. Русск. географ. общ-ва», кн. XXI, 1899.
2. *Абовян С. Б.* Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн.: Геология Армянской ССР, т. 3. Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1966.
3. *Авакесян А. С.* К вопросу о присутствии неоком-альбских отложений на южном склоне Севанского хребта (Малый Кавказ). Вестник МГУ, сер. IV, «Геология», № 6, 1975.
4. *Акопян В. Т.* Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1978.
5. *Алиюлла Х., Абассов А.* К изучению радиоляритов Лачинского района (Азербайджан). ДАН Азерб. ССР, т. 36, № 9, 1980.
6. *Асланян А. Т.* Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН Арм.ССР, т. XI, № 5, 1950.
7. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
8. *Асланян А. Т., Сатиан М. А.* К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
9. *Асланян А. Т., Сатиан М. А.* Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа. ДАН АН Арм.ССР, т. XV, № 4, 1977.
10. *Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Офиолиты Тихоокеанского пояса. Тезисы докл. на Междунар. симпоз. «Офиолиты в земной коре», М., «Наука», 1973.
11. *Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Шараськин А. Я., Дмитриев Л. В.* Международный офиолитовый симпозиум (V полевая офиолитовая конференция. Никозия, Кипр 1—8 апреля 1979 г.) «Геотектоника», № 2, 1980.
12. *Габриелян А. А.* Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1959.
13. *Гасанов Г. Б.* Тектоническое положение и история формирования Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени доктора г.-м. н., Тбилиси, 1980.
14. *Гинзберг А. С.* Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья озера Гокча. В кн. Бассейн озера Севан (Гокча), т. I, М., 1929.
15. *Григорьев В. Н.* Эффузивно-кремнистая формация офиолитового пояса Малого Кавказа. В кн.: «Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах» М., «Наука», 1979.
16. *Григорьев В. Н., Золотарев Б. П.* Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма. В кн.: «Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах». М., «Наука», 1979.
17. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Изучение глубинных разломов по материалам станции «Земля» на территории Армении. «Разведочная геофизика», вып. 72. М., Недра, 1976.
18. *Егоян В. Л.* Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1955.
19. *Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Лордкипанидзе М. Б.* Опыт корреляции мезозойского вулканизма офиолитового пояса Малого Кавказа и зоне его обрамления. В тез. докл.: II семинар по геодинамике Кавказа. Тбилиси, 1980.
20. *Жамойда А. И., Кизинцева Л. И., Тихомирова Л. Б.* Комплексы радиолярий Малого Кавказа. «Известия АН СССР», сер. геол., № 2, 1976.
21. *Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Структура и вулканизм Красноморского рифта. В кн.: «Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления» (тез. докл.). Тбилиси, 1980.
22. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1975.
23. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М., «Мир», 1979.
24. *Ломизе М. Г.* О месте офиолитов в тектонической структуре восточной Анатолии и Закавказья. «Геология и разведка», № 11, 1970.

25 *Ломизе М. Г., Панов Л. И.* Пересечение Севанской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). ДАН СССР, т. 221, № 2, 1975

26 *Лутц Б. Г., Книппер А. Л., Лоржинецкая Л. Ф., Пополитов Э. И.* Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа «Геотектоника», № 1, 1980.

27. *Макевелл Дж.* Офиолиты: древняя океаническая кора или глубинный диапир? Тезисы докл. Междунар. симпоз. «Офиолиты в земной коре», М., Наука, 1973.

28. *Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартанарян Ж. С.* К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1967.

29. *Морковкина В. Ф., Арутюнян Г. С., Гаврилова С. И.* Некоторые вопросы петрогенезиса офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. В кн.: «Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы». М., Наука, 1977.

30. *Обуэн Ж.* О тектонической проблеме офиолитов её аспект в Динаридах. Тезисы докл. Междунар. симпоз. «Офиолиты в земной коре», М., Наука, 1973.

31. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всес. геологоразв. объединения, вып. 219, Л., 1934.

32. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, (на арм. яз.) 1947.

33. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. М., «Геотектоника», № 4, 1969

34. *Пиджян Г. О.* Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз. Севан, Изв. АН Арм.ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук. № 6, 1956

35. *Ренгартен В. П.* Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР». М., Изд. АН СССР, № 6, 1959

36. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1979

37. *Сатиан М. А.* Сравнительная характеристика мезозойских офиолитовых прогибов Малого Кавказа, смежных регионов Передней Азии и Восточного Средиземноморья. В тез. докл. II семинар по геодинамике Кавказа, Тбилиси, 1980.

38. *Соколов С. Д.* Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ), «Геотектоника», № 1, 1974.

39. *Соколов С. Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.

40. *Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, ч. 2. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1966

41. *Шихалибейли Э. Ш., Аллахвердиев Г. Н., Казинцова Л. И.* Об одном ключевом разрезе офиолитового комплекса Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, серия Науки о Земле, № 3, 1980.

42. *Штеклин Н.* Древняя континентальная кора в Иране. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3, М., «Мир», 1979

43 *Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П.* Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с нею закономерности размещения полезных ископаемых. «Геол. и геофиз» № 11, 1977.

44. *Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area. „Boll. Soc. Geol. It.", 1972, 91.

45. *Abbate E., Bartolotti V., Passerini P.* Major structural events related to ophiolites of the Tethys belt. „Ofioliti", 1976, 1.

46. *Bergougnan H.* Structures de la Chaine pontigue dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de L'Anatolie). „Bull. Soc. Geol. France", 1976, v. 18, 3.

47. *Boccaletti M.* Mesogea, mesoparatethys mediterranean and paratethys their possible relations with Tethys ocean development, „Ofioliti", v, 4. 2. 1979.

48. *Brinkman R.* Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.

49. *Brikman R.* The geology of Western Anatolia. In: „Geology and History of Turkey". Tripolli, Libya, 1971.

50. *Davoudzadeh M.* Geology and Petrography of the Area North of Nain Central Iran. „Geol. Survey of Iran". 1972, report 14.
51. *Forster H.* Association of volcanic rocks in the Mountains south of Sebzevar (NE Iran). In: „Intern. Geol. Rep. – XXIII Session" v. 2, Proc. Section 2. Volcanism and Tectogenesis Prague, 1968.
52. *Glennie K., Boeuf M., Clarke H., Moody-Stuar M., Pilaar W., Reinhardt B.* Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geological evolution. „Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.", 1973, v. 67, 1.
53. *Hall R.* Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey. „Bull. Geol. Soc. Amer." 1976, 7.
54. *Ilhan E.* The structural features of Turkey. In: „Geology and History of Turkey", Tripoli, Libya, 1971.
55. *Marcoux J., Ricon L.* Classification des ophiolites et radiolarites alpino-mediterraneennes d'arpes leur contexte paleogeographique et structural implication sur leur signification geodynamique. Bull. Soc. Geol. France. t. XXI, 5, 1979.
56. *Mesorian H., Juteau T., Lapierre A., Nicolas A., Parrot J., Ricou L., Roccia G., Rollet M.* Idees actuelles sur la constitution, lorigine et levolution des assemblages ophiolitiques mesogeens". Bull. Soc. geol. France", 15, 1973.
57. *Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. „Earth Planet. Sci. Letts.", 19, 1973.
58. *Scandone P., Radoicic R.* The Ultrapindic zone in Greece. „Bull. Geol. Soc It.", 93 1974.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 13—19, 1982

УДК: 551.243.8 : 552.32 : 551.77/78(479.25)

Г. А. САРКИСЯН, Э. В. АНАНЯН, М. Е. ТАНАШЯН, А. С. КАРАХАНЯН

О РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ РОЛИ ПАМБАК-САРИНАРСКОГО РАЗЛОМА (СЕВАНСКИЙ ХРЕБЕТ)

В центральной части Севанского хребта выделена мощная зона Памбак-Саринарского взбросо-надвига по контакту мел-палеогеновых образований с породами офиолитовой ассоциации.

Впервые описываются явления глаукофанового метаморфизма в зоне Саринарского отрезка взбросо-надвига. Выдвигается положение о важной рудоконтролирующей роли взбросо-надвига в послемеловой истории геологического развития офиолитов.

Научно-исследовательские работы на северо-восточном побережье оз. Севан выявили важную роль разломной тектоники как в процессе становления пород офиолитовой ассоциации, так и в послеофиолитовых магматических и рудообразующих явлениях. Различные аспекты тектонического строения региона освещены в ряде исследований [1, 2, 3, 4, 5, 9, 10].

В центральной части Севанского хребта (между меридианами сс. Бабаджан и Карапман) выявлена мощная зона разлома и приуроченное к ней медное рудопроявление, названные соответственно Саринарскими [8]. Последующие геолого-съемочные работы (Чубарян Г. А.) подтвердили данные авторов [7] и привели к обнаружению ряда медных (нередко золотосодержащих) и медно-гематитовых рудопроявлений кварц-пирит-халькопирит-серицитового, кварц-пирит-халькопирит-эпидотового и кварц-халькопирит-гематит-серицит-карбонатного минеральных типов, отнесенных к березитовому и эпидозитовому формационным типам [9].

Зона Памбак-Саринарского разлома (рис. 1) на территории Армянской ССР прослежена в олизшпротном направлении (280°) примерно на 30 км от устья р. Шмперт (на северо-западе) до высокогорной водораздельной части Севанского хребта (верховья р. Шамхорчай). В северо-западной части предгорий Севанского хребта (между сс. Бабаджан-Тюнен) разлом является продолжением Памбакского надвига, выделенного Арутюняном Г. С. [3], который в свою очередь служит юго-восточным продолжением Джильского надвига [5]. На востоке, севернее вершины г. Саринар, зона разлома протягивается к верховьям р. Гейсу и через участок Буратапинского проявления киновари переходит на территорию Азербанджанской ССР (район высокогорного озера Гейгель и далее по руслу р. Левчай).

Памбак-Саринарский разлом отчетливо выделяется на аэрокосмических изображениях, являясь одним из крупных разрывных элементов, отражающих внутреннее строение зоны Присеванского линеамента. Присеванский линеамент—весьма протяженная структура глубинного харак-

тера, контролирующая выходы пород офиолитовой формации, уверенно дешифрируемая на аэрокосмических изображениях по линии оз. Чилдыргор .Кировакан-северо-восточное побережье оз. Севан и далее на территории Ирана.

Присеванская линеаментная зона, видимо, является южным ограничением Севано-Амасийского офиолитового пояса. Параллельно Сари-

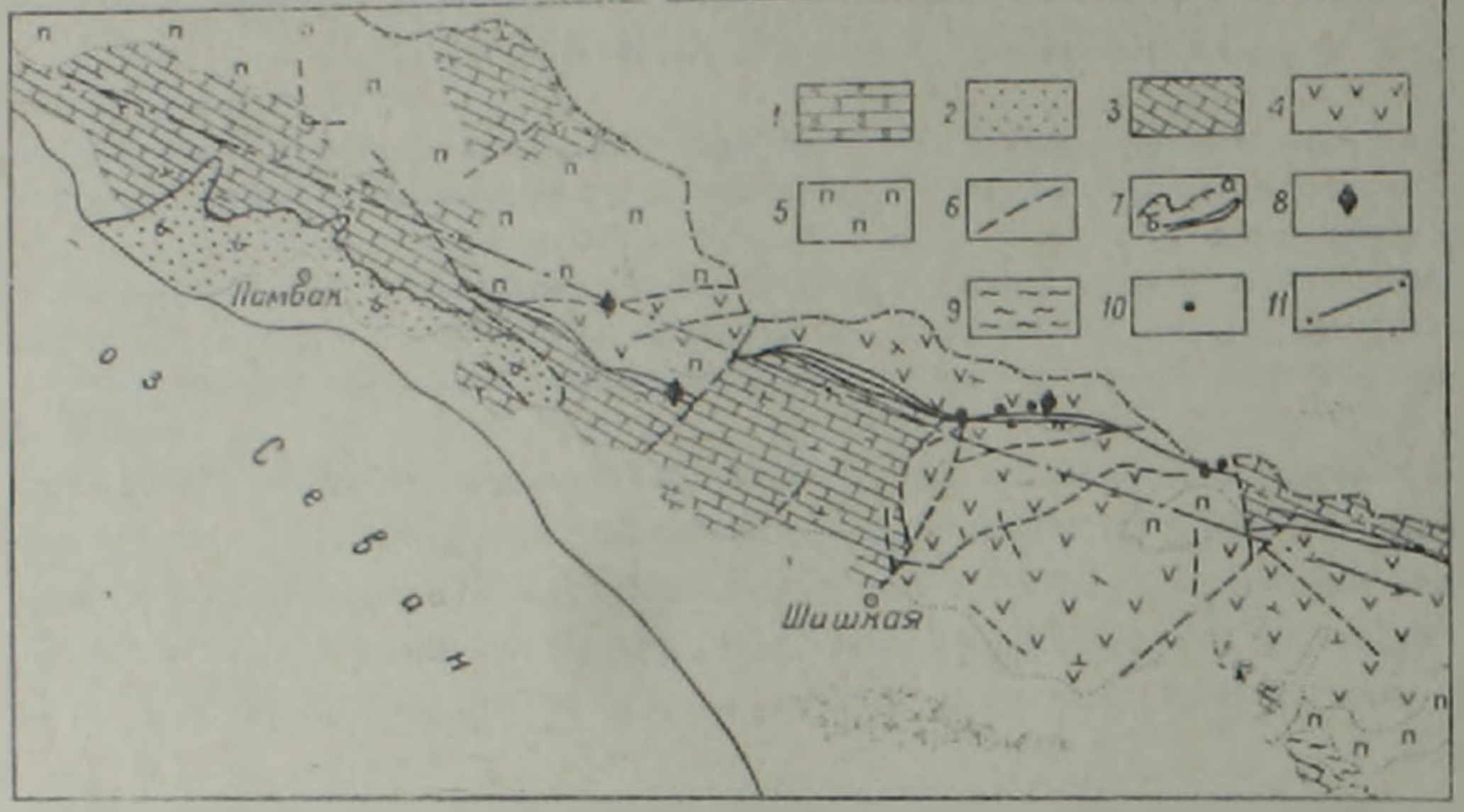

Рис. 1. Схематическая геологическая карта зоны Памбак-Саринарского разлома. 1. Нижний эоцен—песчаники, алевролиты, известняки, сланцы. 2 Даний—палеоцен-известняки, песчаники. 3. Верхний сенон—известняки. 4. Альб-ранний коньяк-кремнисто-вулканогенная толща: диабазы, радиоляриты. 5. Перидотиты серпентинизированные 6 Разрывные нарушения. 7. Зона Памбак-Саринарского взбросо-надвига: а) Памбакский надвиг, б) Саринарский взброс. 8. Участки глаукофанового метаморфизма. 9. Лиственитты. 10. Участки рудной минерализации. 11. Ось Присеванского линеамента.

нарскому разлому, но севернее его на 23—25 км, на аэрокосмических изображениях дешифрируется еще одна зона разлома. Указанные обе зоны с севера и юга ограничивают распространение кремнисто-вулканогенной толщи альб-раннеконьякского возраста. Падение плоскости Памбак-Саринарского взбросо-надвига север-северо-восточное с углами падения от 40—45° (Памбакский отрезок) до 60—75° (Саринарский отрезок) с явлениями местного опрокидывания окладок (рис. 2). Ширина зоны колеблется в широких пределах—от первых десятков до первых сотен метров (до 350 м западнее вершины г. Саринар и в отдельных пересечениях по ее юго-восточному простиранию). Зона разлома имеет чрезвычайно сложное внутреннее строение и неоднородный состав, что обусловлено большим разнообразием участвующих в ее составе исходных пород (серпентиниты, диабазы, радиоляриты, песчанистые известняки, красноцветные конгломерато-брекчии, глинисто-кремнистые породы и др.), степенью динамометаморфизма и наложенного метасоматизма разных отрезков в связи с длительностью ее развития и неоднократными движениями по ней (от турона по настоящее время).

Памбакский отрезок разлома имеет типично надвиговый характер и прослеживается по контакту пород офиолитовой ассоциации (гипербазиты, диабазы) с меловыми и нижнепалеогеновыми осадочными и терригенно-осадочными образованиями, которые, по данным Арутюняна Г. С. [3], на участке между сс. Бабаджан-Гюней находятся в опрокинутом залегании. В верховьях р. Таналык-чай Арутюняном Г. С. в прикон-

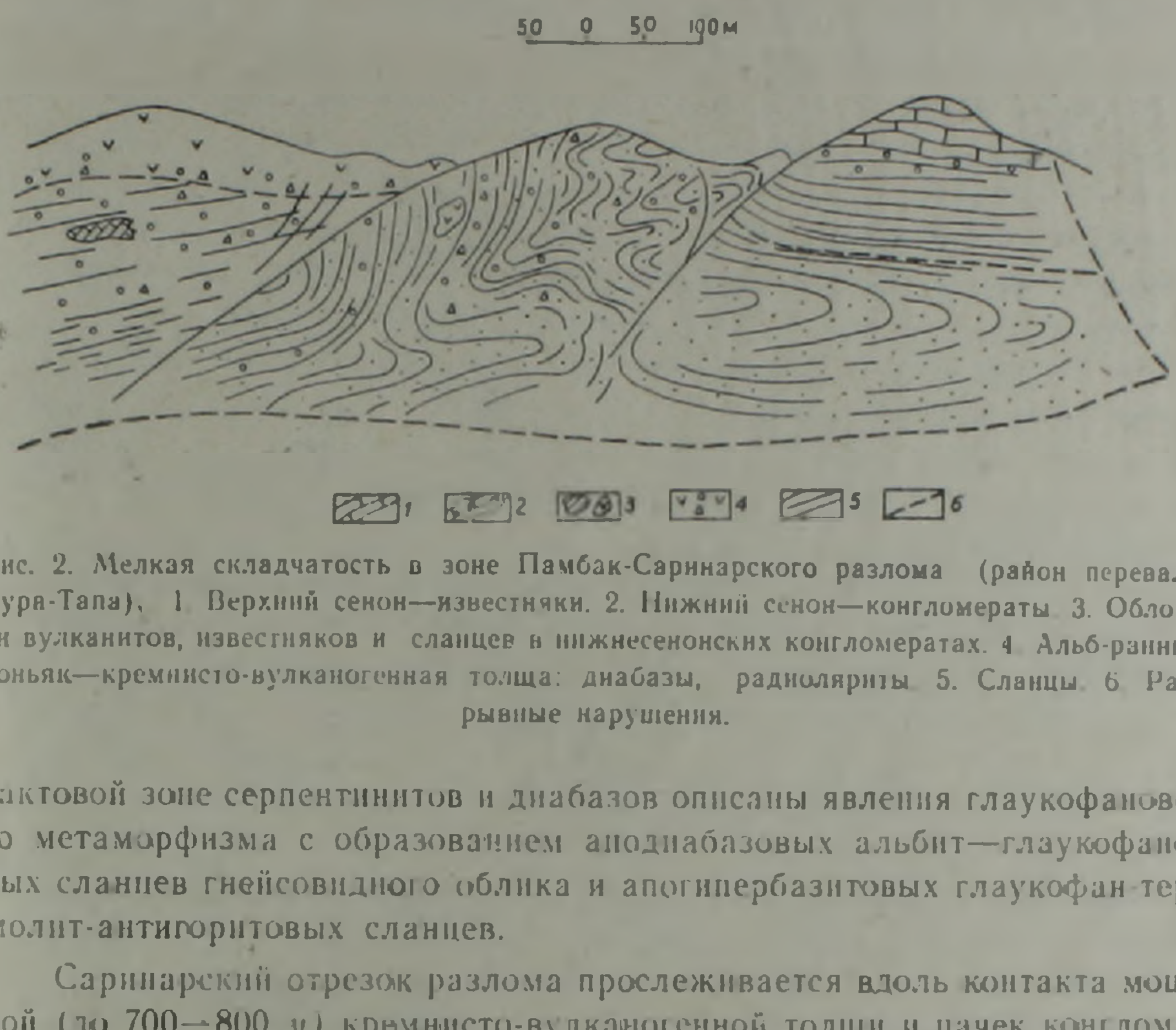

Рис. 2. Мелкая складчатость в зоне Памбак-Саринарского разлома (район перевала Бура-Тапа). 1. Верхний сенон—известняки. 2. Нижний сенон—конгломераты. 3. Обломки вулканитов, известняков и сланцев в нижнесенонских конгломератах. 4. Альб-ранний коньяк—кремнисто-вулканогенная толща: диабазы, радиоляриты. 5. Сланцы. 6. Разрывные нарушения.

тактовой зоне серпентинитов и диабазов описаны явления глаукофанового метаморфизма с образованием аподиабазовых альбит—глаукофановых сланцев гнейсовидного облика и апогипербазитовых глаукофан-тремолит-антигоритовых сланцев.

Саринарский отрезок разлома прослеживается вдоль контакта мощной (до 700—800 *м*) кремнисто-вулканогенной толщи и пачек конгломератов и граувакк раннего сенона. К западу и востоку от вершины г. Саринар в зоне разлома преобладают разности диабазов с экзотическими глыбами известняков и редкими пропластками яшм, глинистых и известково-глинистых радиолярцтов. В западных ущельях, параллельных главному Саринарскому ручью, в породах зоны взбросо-надвига, преобразованных в глаукофановые сланцы, выходит небольшой (400××1000 *м*) массив интенсивно «тектонизированных» серпентинитов, подстилаемый чрезвычайно сильно деформированными альбит-хлоритовыми (аподиабазовыми) сланцами.

В верховьях рр. Шишкая-Гейсу Саринарский отрезок разлома проходит по контакту альб-раннеконьякской вулканогенно-осадочной толщи и Шишканского габбро-перидотитового массива, породы которых интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в фации глаукофановых сланцев.

На участке между сс. Бабаджан-Памбак юго-западная граница Джил-Сатанахачского массива повсеместно контролируется Памбакским отрезком разлома, по которому породы массива надвинуты на об-

разования мел-нижнего палеогена. Далее к юго-востоку в водораздельной части бассейна р. Саринар, Памбак-Саринарский разлом раздваивается, из которых одна ветвь следует по контакту Джил-Сатанахачского массива на территорию Азербайджанской ССР и представлена зоной глаукофанового метаморфизма, а вторая проходит по контакту радиоляритовой толщи с известняками верхнего мела, где также наблюдается интенсивный глаукофановый метаморфизм и перемещение по плоскости разлома пластинообразных тел серпентинитов, часто с микролоками слюдяных сланцев фундамента.

Возраст глаукофанового метаморфизма, по данным абсолютной геохронологии образцов мусковитсодержащего глаукофанового сланца, определяется цифрой 67—71 *млн. лет*, что соответствует рубежу верхнего мела и палеогена. Имеется также одно определение по гранатсодержащему хлорит-серицит-мусковитовому сланцу из зоны надвига (верховья р. Шишкая) в 120 *млн. лет* (граница нижнего и верхнего мела).

Эти данные позволяют предполагать послераннемеловое время заложения зоны взбросо-надвига и начало первого этапа динамометаморфизма (безглаукофанового). Рубеж нижнего и верхнего мела, вернее ранне-верхнемеловое время, характеризует начало «офиолитового» подводного вулканизма.

В последующие этапы развития офиолитового пояса зона разлома неоднократно активизировалась, о чем можно судить по син- и постметаморфическим структурам и текстурам сланцев, проявлению процессов глаукофанизации в контактах «тектонизированных» серпентинитов с вулканитами, внедрению в зону надвига послеофиолитовых дайкообразных тел габбро-диабазов, микродиоритов и диоритовых порфиритов. Последние достаточно широко развиты в поднадвиговой зоне и отчетливо прорывают верхнемеловые (Саринарский отрезок) и нижне-среднеэоценовые отложения (Памбакский отрезок), являясь в то же время постдеформационными и постглаукофановыми образованиями.

Главная фаза формирования надвига и глаукофанового метаморфизма завершилась в доверхнеэоценовое время, так как глаукофановые сланцы пересекаются дайками дорудных диабазов, которые, по данным Арутюняна Г. С. [3], нигде не встречаются за пределами среднеэоценовых образований, а сами подвергнуты слабым автометасоматическим преобразованиям (хлоритизации, эпидотизации).

В настоящее время Памбак-Саринарская взбросо-надвиговая структура вырисовывается как одна из самых крупных зон динамометаморфизма, в которой сложный набор пород офиолитовой и послеофиолитовой ассоциаций перетерпел метаморфизм в изофациальных условиях, причем образование глаукофансодержащих и глаукофановых сланцев, а также гнейсов, устанавливается лишь на отрезках распространения метабазитов и контактирующих с ними серпентинитов, находящихся в пологом (45—50°) залегании.

В зоне взбросо-надвига наблюдается постепенная смена минеральных парагенезисов от слабо метаморфизованных в фации зеленых сланцев вулканитов офиолитовой ассоциации к фации глаукофановых сланцев. Плавность перехода прекрасно выражена в постепенном усложне-

нии динамометаморфических текстур и структур в направлении к осевой части надвига—от массивных афировых текстур через рассланцованные, слабо гофрированные метабазиты к полосчатым сланцам гнейсовидного облика с широким развитием в них тонкой полосчатости, гофрировки, кливажа сланцеватости и течения, трещинок микросмещений вкрест сланцеватости.

В зоне Памбак-Саринарского взбросо-надвига к настоящему времени обнаружено более десятка рудопроявлений и точек минерализации медных и медно-гематитовых руд, преобладающая часть которых имеет гидротермальный генезис и относится к березитовой и эпидозитовой формационным типам [3, 8, 9], а другая, по устному сообщению Чубаряна Г. А., имеет осадочно-эксгаляционное происхождение.

Все медные рудопроявления приурочены к висячему боку взбросо-надвига и локализованы в крайне гетерогенных по составу породах—диабазах, габброидах, серпентинитах, радиоляритах, красноцветных конгломератобрекчиях, габбро-диабазах и разнообразных сланцах.

Медное оруденение морфологически представлено круто-, реже пологозалегающими мелкими прерывистыми системами жил и прожилков мощностью 1,5, редко до 10 *см*, карбонат-кварцевого состава с мелковкрапленными и мелкогнездовыми пирит-халькопиритовыми и халькопирит-гематитовыми скоплениями.

По минеральному составу медные рудопроявления просты и сложены халькопиритом, пиритом, гематитом, при второстепенной роли пирротина, кубанита, борнита, ковеллина. Главные жильные минералы: кварц и эпидот в эпидозитовом типе (с примесью α—цоизита, хлоритов, альбита, кварца), а также кварц, карбонаты, серицит типа фенгита в березитовом типе.

Основными гипергенными минералами являются гидроокислы железа и малахит—нередко отдельные мелкие точки минерализации нацело преобразованы в малахит.

Вопросы возраста и генетической связи медного оруденения, локализованного в зоне Памбак-Саринарского взбросо-надвигового разлома, окончательно не выяснены.

Весьма вероятно, что первостепенную роль в локализации оруденения играли структурные «ловушки», которые образовались в породах, более податливых к хрупким деформациям, нежели пластично деформированные динамометаморфизованные породы самой надвиговой зоны (об этом косвенно свидетельствует насыщенность поднадвиговой части более молодыми, чем метаморфизм, магматическими инъекциями при их отсутствии в зоне надвига, или во всяком случае в местах чрезвычайно интенсивного динамометаморфизма).

Четкая геолого-структурная связь дорудных даек основных и средних пород и медного оруденения с зоной надвигообразования и глаукофанового метаморфизма позволяет предполагать важную роль Памбак-Саринарского взбросо-надвига в послеофиолитовой стадии развития Севанского офиолитового пояса как магмо- и рудоконтролирующей структуры, неоднократно активизированной в палеоген-неогеновое вре-

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ԳՐԱԴԱՐԱՆ

мя. Приуроченность отдельных киноварных рудопроявлений к взбросо-надвигу также подтверждает тезис о весьма длительной истории развития этой зоны (нижний мел-плиоцен), а наличие крупных оползневых массивов и сорванных блоков пород вдоль надвиговой зоны свидетельствует об активности зоны и в настоящее время.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23 III. 1981.

Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Մ. Ե. ԹԱՆԱՇՅԱՆ, Ա. Ս. ԿԱՐԱԽԱՆՑԱՆ

ՓԱՄԲԱԿ-ՍԱՐԻՆԱՐԻ ԽԱԽՏՄԱՆ ՀԱՆՔԱՀԱՍԿՈՂ ԴԵՐԻ ՄԱՍԻՆ (ՍԵՎԱՆԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱ)

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սևանի լեռնաշղթայի կենտրոնական մասում անջատվում է Փամբակ-Սարինարի վերնետ-վրաշարժային հզոր գոնան, որն անցնում է կավիճ-պալեոգենյան առաջացումների և օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների կոնտակտով։

Առաջին անգամ մանրամասն նկարագրվում է Փամբակ-Սարինարի խախտման գոնայի Սարինարի վերնետային հատվածի գլաուկոֆանային մետամորֆիզմի երևույթը։ Միաժամանակ հոդվածում առաջ է քաշվում նշված վերնետ-վրաշարժային խախտման կարևոր հանքահսկող դերը օֆիոլիտների հետկավճային ժամանակաշրջանի երկրաբանական զարգացման պատմության ընթացքում։

H. H. SARKISIAN, E. V. ANANIAN, M. E. TANASHIAN, A. S. KARAKHANIAN

ON THE ORE CONTROLLING ROLE OF THE PAMBAC-SARINAR FRACTURE (SEVAN MOUNTAIN RIDGE)

Abstract

In the Sevan mountain ridge central part the Panibac-Sarinar upthrust-overthrust powerful zone is established by which Cretaceous-Paleogene series and rocks of ophiolitic association are in contact.

The glaucophane metamorphism is for the first time described in the Sarinar interval of the upthrust-overthrust zone. The important ore controlling role of the upthrust-overthrust is suggested in post-Cretaceous geological development history of ophiolites.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абовян С. Б.* Ультраосновные и основные интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР (Геология, петрография, минералогия, геохимия, металлогения) Тр Ин та геол. наук АН Арм ССР, Ереван, 1973
2. *Аванесян А. С.* Геологическое строение и история формирования западной части Севано-Акеринского синклинория. Автореф канд. дисс М., 1978
3. *Арутюнян Г. С.* Геолого-петрографические особенности гипербазитовой ассоциации северо-западной части Севанского хребта. Апт. дисс на соиск. уч. ст. к. г. м наук. АН СССР, ИГЕМ, М., 1974.
4. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958
5. *Книппер А. Л.* Надвиги и покровы на северо-восточном побережье оз Севан Геотектоника, № 3, 1966.
6. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. «Наука», М., 1975
7. *Саркисян Г. А.* О генетических типах лиственитизации (на примере северо-восточного побережья оз. Севан). ДАН Арм.ССР, т. 46, № 3, 1968
8. *Саркисян Г. А.* Саринарское медное рудопроявление в центральной части Севанского хребта Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1978
9. *Саркисян Г. А.* Типы медной минерализации Севанской офиолитовой зоны Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, № 4, 1979
10. *Сатиан М. А.* Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР Изд АН Арм ССР, Ереван, 1979.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 20—28, 1982

УДК: 550.42 : 546.22 : 553.411

С. С. ГРИГОРЯН, В. А. ГРИНЕНКО

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ СЕРЫ В СУЛЬФИДАХ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДАХ

Основной задачей исследования было выяснение генетических особенностей формирования месторождений путем изучения изотопного состава серы сульфидов различных минеральных ассоциаций руд.

Важная генетическая роль сульфидной минерализации на золоторудных месторождениях подчеркивается уже в выделении формационных типов золоторудных месторождений—малосульфидная, умеренно сульфидная и убого сульфидная формация [12]. Исследуемое месторождение относится к золото-теллуровому типу малосульфидной формации. Сульфидная минерализация здесь тесно связана с золотой и сопровождает весь процесс гидротермального минералообразования.

Исследуемое месторождение приурочено к Севано-Амасийскому структурно металлогеническому поясу Армении [8] и локализовано в пределах средней полосы Главного офиолитового пояса Малого Кавказа [2]. В геолого-структурном отношении месторождение тяготеет к ядру крупной асимметричной антиклинальной складки, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями верхнемелового возраста, прорванными интрузиями офиолитов и более поздними малыми интрузиями кварцевых плагиопорфиров. Территория рудного поля представляет собой четко выраженный приподнятый блок, ограниченный со всех сторон разломами [11]. Генетически оруденение связывается с малыми интрузиями кварцевых плагиопорфиров [10], абсолютный возраст которых оценивается в 41±1,5 *млн. лет*. Абсолютный возраст околорудноизмененных габброидов и дайковых тел 43±1,5 *млн. лет*, на основании чего установлен верхнеэоценовый возраст оруденения [9].

Рудные тела месторождения приурочены к зонам дробления измененных пород, дайкам плагиопорфиров и представлены преимущественно кварц-карбонат-сульфидными жилами с золото-серебряной и золото-теллуровой минерализацией. Все рудовмещающие породы в той или иной степени затронуты гидротермальными изменениями [13].

Дорудный комплекс гидротермальных изменений включает автометаморфическую серпентинизацию ультраосновных пород и зеленокаменное изменение основных, средних и кислых пород. Собственно рудный комплекс гидротермальных изменений включает лиственитизацию серпентинитов и аргилизацию пропилитизированных пород.

С некоторыми видоизменениями мы принимаем схему стадийности оруденения, принятую Ш. О. Амиряном [1]. Выделяются следующие стадии рудного процесса:

1. Дорудная кварцевая.
2. Ранняя сульфидная, включающая следующие ассоциации:
а) кварц-карбонат-пирит-арсенопиритовую;
б) кварц-карбонат-сульфидную (золотоносную);
в) кварц-карбонат-золото-теллуровую (золотоносную).
3. Поздняя сульфидная, со следующими ассоциациями:
а) кварц-карбонат-антимонитовая;
б) кварц-карбонат-реальгаровая;
в) кварц-кальцитовая.

В данной работе сделана попытка на основании изотопных данных по сере вмещающих оруденение пород и сульфидов рудных тел установить источник серы последних и некоторые физико-химические особенности процесса рудообразования [6].

Данные по изотопному составу общей серы были получены для трех типов изверженных пород: ультрабазитов, габброидов и гранодиоритов. Для изотопного анализа сульфидной серы рудных тел образцы отбирались из различных минеральных ассоциаций.

Изотопный анализ серы проведен по известной методике [14]. Все величины $\delta^{34}S$ приведены относительно троилитной серы метеорита Каньон Дьябло с точностью $\pm 0{,}3‰$.

Результаты анализа приведены в табл. 1 и 2 и на рис. 1 и 2.

Таблица 1

Содержание и изотопный состав серы в изверженных породах

Номер образца	Этап изменения	Породы и типы их изменения	Содержание S, %	$\delta^{34}S$ ‰	$\delta^{34}S$ среднее
25а	Дорудный	Пироксенит (сравнительно свежий)	0,03	+3,3	+4,0±2,2
53		" "	0,03	+7,5	
284		" "	0,06	+1,8	
41		Лерцолит (серпентинизация)	0,23	+2,2	
47		" "	0,05	+3,6	
285		" "	0,21	+5,6	
7		Габбро (сравнительно свежий)	0,50	+0,6	+0,4±1,4
25ж		" "	0,03	−1,9	
103		" "	0,02	−1,0	
105		" "	0,22	+1,5	
220		Плагиогранит	0,02	+1,5	
56		Габбро (хлоритизация)	0,17	+0,8	
64		" "	0,13	+0,8	
102		" "	0,04	−0,8	
85		Габбро (хлоритизация и амфиболитизация)	0,04	+1,9	
104		Габбро (амфиболитизация)	0,03	+2,2	
152		Анортозит (встречаются прожилки пренита)	0,04	−1,0	
70	Рудный	Кварцевый диорит-порфир (свежий)	0,03	−4,2	−3,1±2,8
79		Липаритовый порфир (гидрослюдизация)	0,08	−2,3	
80		" "	0,03	−6,3	
39/5		Кварцевый диорит-порфир (серицитизация)	0,08	+0,4	

Образцы любезно предоставлены Г. А. Казаряном.

Таблица 2

Изотопный состав серы сульфидов в минералах руд

Номер образца	Стадия минерализации	Минеральные ассоциации и их состав	$t_{гом.}$, °C	Содержание H_2S (M)	$\delta^{34}S$ пирит	$\delta^{34}S$ сфалерит	$\delta^{34}S$ халькопирит	$\delta^{34}S$ антимонит	$\delta^{34}S$ прочие минералы
149а	Дорудная	Дорудная кварцевая (кварц, анкерит, тальк, пирит, магнетит, редко халькопирит)	380—360	10^{-1}—$10^{-3,3}$	+9,5				
160					+3,2				
161					+3,7				
189					+3,9		+2,9		
219					+3,9				
235					+3,0				
236					+2,5				
126	Рудная сульфидная	Кварц-карбонат-пирит-арсенопиритовая (кварц, доломит, пирит, арсенопирит, редко сфалерит)	350—330	$10^{-2,5}$—$10^{-2,3}$	+2,8				
139					+2,4				
153					+3,3				+3,0*
159а					+2,4				
159					+2,3				
192					+2,6		+3,0		
242					+2,3				
5		Кварц-карбонат-сульфидная (кварц, кальцит, манганокальцит, пирит, сфалерит, блеклая руда)	320—300	$10^{-1,6}$		+2,7			
117					+2,2				
120					+1,8				
138					+2,6	+0,8	+1,9		
139а						+2,1			
158					+2,2	+1,5			
196						+1,2	+1,4		
197					+1,7	+1,9			
203а						+2,4			
210					+2,1		+1,7		
210/1					+1,1	+1,9	+0,8		
1		Кварц-карбонат-золото-теллуровая (кварц, кальцит, пирит, теллуровисмутит, гессит, петцит, калаверит, самородное золото)	300—290	$10^{-1,2}$					+2,1**
2									+2,1**
107					+1,5				
173					+2,4				
176					+1,6				
202					+1,8				
229					+1,4				
233					+2,1				
256					+2,3				
264					+2,6				
4	Поздняя сульфидная	Кварц-карбонат-антимонитовая (кварц, кальцит, антимонит, пирит)	240—200	$10^{-1,1}$				0,0	
120/20								+2,3	
141					−3,4			−5,6	
142					+2,5				
150					+2,1			+1,6	
153а					+2,4				
167					+2,3			+1,9	
210а					+2,4				
203		Кварц-карбонат-реальгаровая (кварц, кальцит, реальгар)	190—180	$10^{-1,7}$	−3,8				+1,5***
658									+1,0***
659									+1,9***
150—170		Кварц-кальцитовая	150—170	$10^{-3,1}$					

* Арсенопирит.

** Пирротин.

*** Реальгар.

Из табл. 1 и рис. 1б, где приведены данные по содержанию и изотопному составу общей серы пород, видно, что каждый тип изверженной породы, несмотря на значительную дисперсию величин $\delta^{34}S$ и содержание серы, характеризуется определенной величиной.

Так, ультраосновные породы офиолитового комплекса имеют повышенные значения $\delta^{34}S$ (в среднем $+4{,}0 \pm 2{,}2\%$), основные породы со-

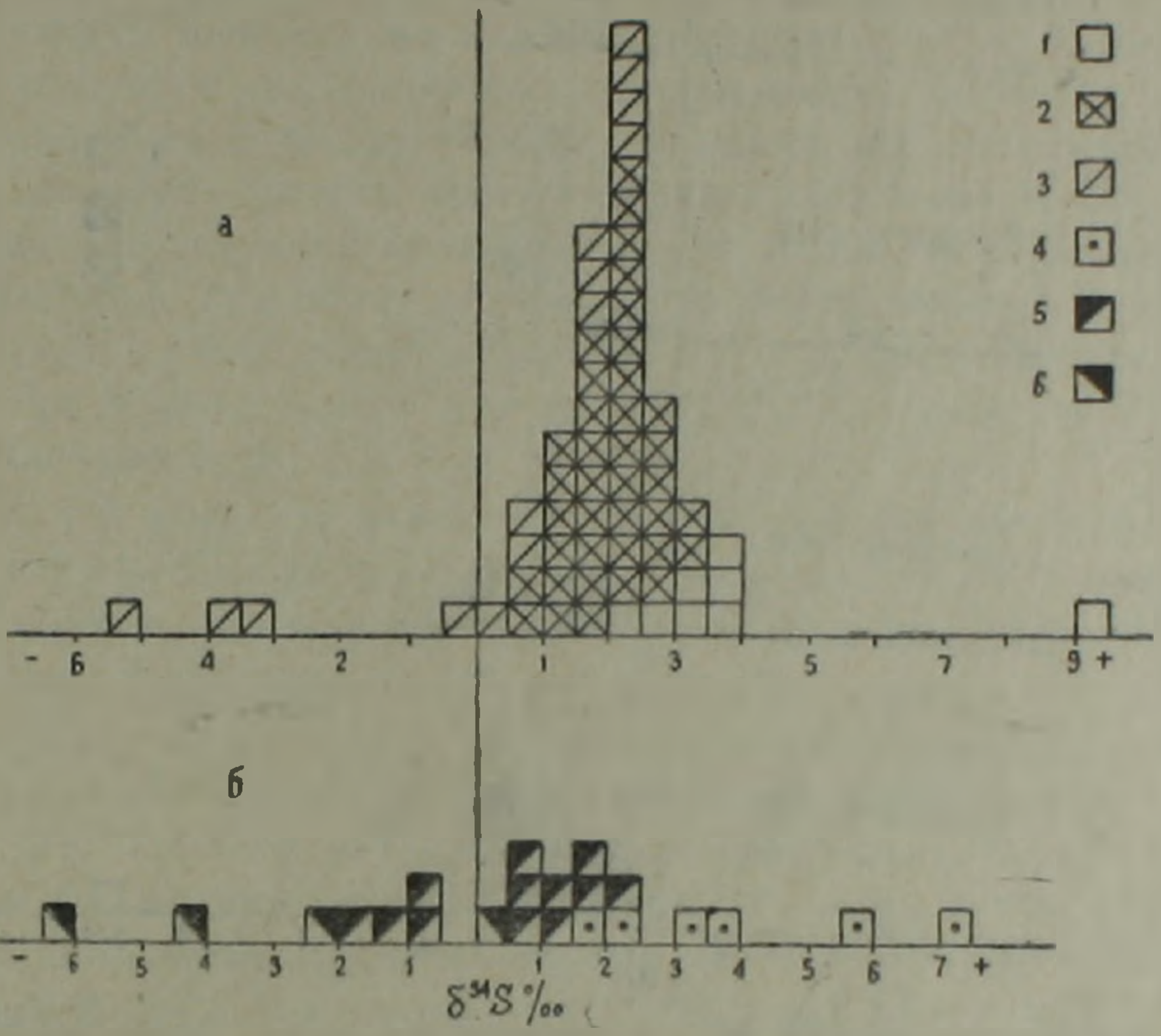

Рис. 1. Гистограммы распределения изотопов серы в сульфидных минералах рудных тел и вмещающих их породах 1. Дорудные сульфиды. 2. Сульфиды ранней сульфидной стадии. 3. Сульфиды поздней сульфидной стадии. 4. Гипербазиты (ультраосновные породы.) 5. Габбронды (основные породы) 6 Гранодиориты (кислые породы) а) $\delta^{34}S$ сульфидных минералов, б) $\delta^{34}S$ вмещающих пород (каждый квадрат отвечает одному определению).

держат серу, наиболее близкую к нулевому уровню величин $\delta^{34}S$ (в среднем $+0{,}4 \pm 1.4‰$) и наиболее низкие значения $\delta^{34}S$ показывают породы кварцевых плагиопорфиров (в среднем $-3{,}1 \pm 2{,}8‰$). Наблюдаемые различия в величинах изотопного состава статистически значимы. Поэтому их можно связывать с генетическими особенностями формирования названных разновидностей пород. Наблюдаемая закономерность изменения изотопного состава серы при переходе от ультраосновных пород к основным и далее к кислым является обратной той закономерности, которая наблюдается при формировании разного типа пород в процессе магматической дифференциации [6].

Обращает на себя внимание также тот факт, что процесс гидротермального изменения ряда образцов пород дорудного этапа практически не оказал влияния на содержание и изотопный состав серы этих пород. Например, серпентинизированные породы (обр. 11, 47, 25ж) по содержанию и изотопному составу серы не отличаются от малоизмененных

пород (обр. 25а, 284, 285, 53). Здесь для сравнения целесообразно обратиться к данным по содержанию и изотопному составу серы серпентинизированных базальтов океанического дна [7]. Такие породы содержат до 2/3 сульфатной серы морской воды, а поэтому их общая сера показывает повышенное содержание тяжелого $\delta^{34}S$ (до +15‰) по сравнению с неизмененными базальтами. Такое сравнение позволяет предполо-

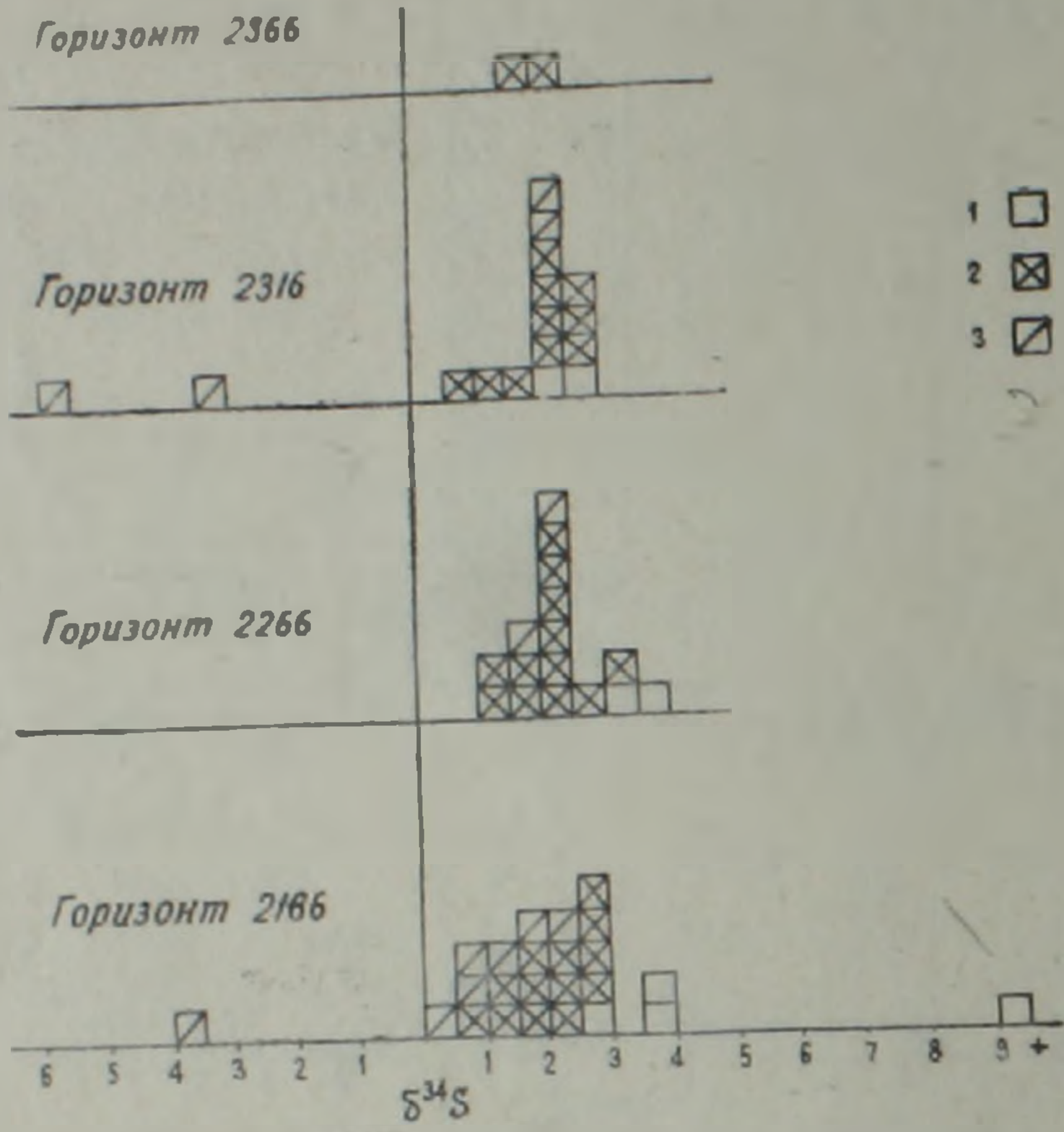

Рис. 2. Гистограммы значений $\delta^{34}S$ в сульфидах по разным горизонтам рудных тел. 1. Дорудные сульфиды 2. Сульфиды ранней сульфидной стадии 3. Сульфиды поздней сульфидной стадии.

жить, что растворы дорудного этапа гидротермального изменения пород на изучаемом месторождении не содержали заметных количеств сульфатной серы. Они не могли также содержать и больших количеств сульфидной серы, поскольку их воздействие не оказало влияния на изотопное отличие трех типов пород. По данным анализа газово-жидких включений, содержание сероводорода в растворах дорудного этапа составляло всего $10^{-3,3}$ — 10^{-4} *м/л* [1].

Данные по изотопному составу серы сульфидов рудных тел приведены в табл. 2 и на рис. 1а.

Сульфидные минералы показывают, как правило, узкий диапазон вариаций величин $\delta^{34}S$. Более чем в 90% изученных образцов значения $\delta^{34}S$ находятся в пределах от +3,9 до 0,0 (рис. 1а). Только 3 образца из 59 изученных имеют отрицательные величины $\delta^{34}S$ (до —5,6‰) и один образец обогащен тяжелым изотопом до +9,5‰.

На рис. 2 приведено распределение $\delta^{34}S$ на разных горизонтах рудоносных жил. Хотя перепад высот составляет около 200 метров, вертикальной зональности в величинах $\delta^{34}S$ не обнаружено.

В ряде образцов удалось проанализировать сосуществующие минералы, однако не наблюдается определенной разницы в величинах $\delta^{34}S$ между парами минералов. Так, в пирит-сфалеритовых парах разница в величинах $\delta^{34}S$ варьирует от $+0,2$ до $+1,8‰$, а в трех пирит-антимонитовых парах — от $+0,5$ до $+2,2‰$.

Поскольку образование рассмотренных сульфидных пар происходило в небольшом температурном интервале, неистематические различия в значениях $\delta^{34}S$ минеральных пар свидетельствуют об отсутствии изотопного равновесия при кристаллизации сульфидов. Такая закономерность наблюдалась и на других месторождениях [6]. Это может быть связано с довольно быстрой кристаллизацией сульфидов из растворов с невысоким содержанием сероводорода. Но и при быстром, неравновесном отложении сульфидов их сера не отличается заметно по изотопному составу от сульфидной серы раствора [6], а в самом гидротермальном растворе разные формы серы при 300—350°С должны находиться в изотопном равновесии.

Из табл. 2 и рис. 1а видно, что пириты дорудной кварцевой ассоциации имеют несколько более высокое значение $\delta^{34}S$ по сравнению с пиритами рудной и пострудной стадий. Пириты других минеральных ассоциаций имеют практически близкий изотопный состав.

Изотопный состав сульфидной серы в растворе контролируется соотношением окисленных и восстановленных форм серы, температурой и pH среды [16]. Поэтому, чтобы оценить источник серы рассматриваемых сульфидов, необходимо определить изотопный состав суммарной серы растворов, отложивших сульфиды разных минеральных ассоциаций. Это можно сделать, если знать температуру, fO_2 и pH растворов [15].

Температура образования различных минеральных ассоциаций, по данным гомогенизации газово-жидких включений в кварце, изменялась от 380—360°С для дорудной кварцевой ассоциации до 350—290°С для раннесульфидной стадии и до 240—150°С для пострудной сульфидной ассоциации [5]. Величины pH и fO_2 гидротермальных растворов можно приблизительно оценить по минеральным ассоциациям рудных тел и гидротермально измененных пород. Во вмещающих породах присутствует тальк, образование которого связывают с дорудным гидротермальным процессом. Отложение талька происходит при pH около 8.5. В рудную и пострудную стадии отлагается кальцит, но отсутствуют мусковит и каолинит. Следовательно, pH раствора не опускался ниже 6. Труднее оценить фугитивность при образовании сульфидов разных стадий. Однако, присутствие пирротина в продуктивную стадию свидетельствует о довольно низкой фугитивности кислорода в гидротермальном растворе.

На рис. 3 показана fO_2—pH диаграмма для 350°С с полями устойчивости ряда минералов и изолиниями величин $\delta^{34}S$. Дорудная ассоциация содержит большое количество магнетита и подчиненное количество пирита, халькопирита и других минералов. Встречаются отдельные зерна гематита, но, вероятно, они не отражают реальных окислительно-восстановительных условий раствора, поскольку в дорудных ассоциациях содержится довольно значительное (0,67%) количество $C_{орг.}$, причем орга-

ническое вещество не несет признаков окисления [3]. При обсуждении особенностей вариаций изотопного состава серы изверженных пород отмечалось, что дорудный гидротермальный раствор не мог содержать заметной доли сульфатной серы. Все эти соображения позволяют полагать, что фугитивность кислорода дорудного гидротермального раствора была низкой, а сера в нем была преимущественно в восстановленной форме с $\delta^{34}S$ ΣH_2S около $+0.5‰$.

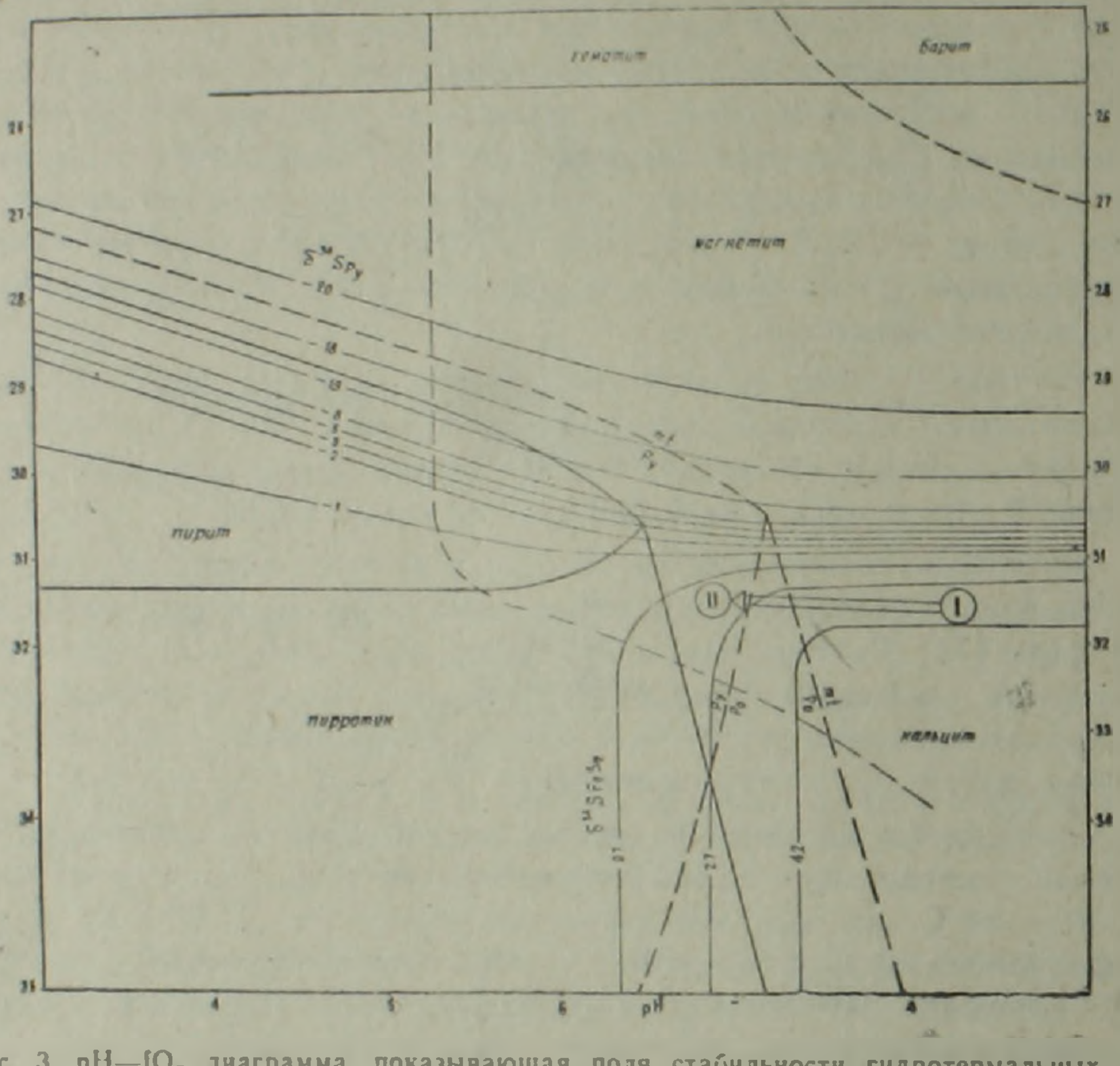

Рис. 3. pH—fO_2 диаграмма, показывающая поля стабильности гидротермальных минералов и изотопный состав серы пиритов при 350°С [17]. Поля устойчивости пирита, пирротина и магнетита даны для раствора с $\Sigma S = 0{,}01$ *моль/кг* H_2O. Пунктирной линией показаны поля устойчивости пирита, пирротина и магнетита для раствора с $\Sigma S = 0{,}1$ *моль/кг* H_2O. Изолинии $\delta^{34}S$ пирита даны для $\delta^{34}S$ $\Sigma H_2S = 0$.

Гидротермальный раствор продуктивного этапа также имел очень низкую фугитивность кислорода, поскольку на этом этапе количество отложившихся сульфидов возрастает, в том числе и пирротина, и отсутствует магнетит.

На ранней сульфидной стадии, когда происходило формирование пирит-арсенопиритовой ассоциации, отмечалось увеличение в растворе концентрации H_2S до 10^{-2} М и некоторое уменьшение pH от 8,6 до 7 [4]. Уменьшение pH могло привести к уменьшению величины $\delta^{34}S$ пирита от $+4{,}2$ до $+2{,}6‰$.

Минералы золото-сульфидной и золото-теллуровой ассоциации кристаллизовались при температурах 320—290°С. Состав минералов свидетельствует о неизменности окислительно-восстановительных условий в гидротермальном растворе, из которого образовались эти минералы. Идентичность изотопного состава серы пиритов всех трех ассоциаций раннесульфидной стадии хорошо согласуется с выводом о присутствии в гидротермальном растворе серы только в сероводородной форме и отсутствии сульфатной формы серы (рис. 3)

Минералы позднесульфидной стадии кристаллизовались при 240—150°С. Величина pH гидротермального раствора была около 6. Сера пиритов этого этапа по изотопному составу точно соответствует сере пиритов рудного этапа, что свидетельствует о том, что в гидротермальном растворе и на этом этапе сера находилась в сульфидной форме.

Таким образом, сопоставление изотопных данных по сере сульфидов разных минеральных ассоциаций с физико-химическими параметрами гидротермального раствора позволяет утверждать, что сера переносилась гидротермальным раствором на всех этапах в сульфидной форме и величина $\delta^{34}S$ суммарной серы, участвовавшей в этом гидротермальном процессе, была близка к значению +0,5‰. Сера с таким изотопным составом наблюдается в основных породах. Поэтому логично предположить, что циркулирующие гидротермальные растворы извлекали серу, из которой затем образовались сульфиды рудных тел, именно из этих пород.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Институт геохимии и аналитической
химии им. В. И. Вернадского АН СССР

Поступила 7. VIII. 1981.

Ա. Ա. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ, Վ. Ա. ԳՐԻՆԵՆԿՈ

ՍՄՄԲԻ ԻԶՈՏՈՊՆԵՐԻ ՏԱՐԱԲԱՇԽՈՒՄԸ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՈՒԼՖԻԴԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐՈՒՄ ԵՎ ՆԵՐՓԱԿՈՂ ԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սուլֆիդային միներալներում և հանքավայրի ներփակող ապարներում ծծմբի իզոտոպային կազմության միջոցով ուսումնասիրվել են ոսկու հանքավայրի ձևավորման առանձնահատկությունները։

Ստացված տվյալներից պարզվում է, որ ծծումբը հիդրոթերմալ լուծույթներում ունեցել է սուլֆիդային ձև և նրա $\delta^{34}S$ գումարային մեծությունը մոտավորապես կազմում է +0,5‰։ Նույնպիսի մեծություն ունեն նաև ծծմբի իզոտոպները հիմքային ապարներում։ Ենթադրվում է, որ հիդրոթերմալ լուծույթները ծծումբը փոխառել են հիմքային կազմություն ունեցող ապարներից, որոնցից և հետագայում կազմավորվել են սուլֆիդային միներալները։

S. S. GRIGORIAN, V. A. GRINENKO

THE SULPHUR ISOTOPES DISTRIBUTION IN SULPHIDE MINERALS AND COUNTRY ROCKS OF A GOLD ORE DEPOSIT

Abstract

The ore deposit formation pecularities are investigated by means of sulphur isotopes content in sulphide minerals and country rocks. The sulphur has been found to have a sulphide form in hydrothermal solutions and its $\delta^{34}S$ total value makes approximatively $+0,5‰$. The sulphur isotopes in basic rocks have similar values. It is supposed that hydrothermal solutions have adopted the sulphur from basic rocks and formed sulphides.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акопян Ш. О.* Некоторые черты металлогении золота и золотоносные ассоциации минералов в Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. *Банникова Л. А., Барсуков В. Л., Григорян С. С., Волков В. В.* Изотопный состав карбонатов и расчетные величины $\delta^{18}O$ воды и $\delta^{13}C$ углекислоты гидротермальной системы «Геохимия», № 7, 1982
4. *Григорян С. С., Сущевская Т. М., Александрова Э. С., Козеренко С. В., Колпакова Н. Н.* К генезису некоторых золоторудных месторождений Армении. В сб. «Термобарогеохимия и рудогенез», т. 2, Владивосток, 1978.
5. *Григорян С. С., Козеренко С. В., Манучарянц Б. О.* Температурные условия формирования некоторых золоторудных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2 1981.
6. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. «Наука», М., 1974.
7. *Гриненко В. А., Дмитриев Л. В., Мигдисов А. А., Шараськин А. Я.* Изотопный состав серы коренных пород дна океана. «Геохимия», № 2, 1975.
8. *Магакьян И. Г.* Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959
9. *Магакьян И. Г., Багдасарян Г. П.* Развитие магматизма и минерализации на территории Армянской ССР по данным геологических и геохронологических исследований. «Геохимия», № 6, 1978.
10. *Мадатян Э. М.* Место и значение кварц-порфировых даек Зодского золоторудного месторождения в процессе оруденения. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1971
11. *Меликян Л. С.* Геолого-структурная позиция Зодского рудного поля. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
12. *Петровская Н. В.* Самородное золото. «Наука», М., 1973.
13. *Саркисян Г. А.* Роль вмещающих пород при метасоматизме и зональность его продуктов на примере золоторудного месторождения. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. «Недра», М., 1966.
14. *Устинов В. А., Гриненко В. А.* Прецизионный масс-спектрометрический изотопный анализ серы. «Наука», М., 1965.
15. *Ohmoto H.* Systematics of sulfuraud carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. v. 67, 551—578, 1972.
16. *Sakai H.* Isotopic properties of sulfur coinpounds in hydrothermal processes. Geochem. J. v. 2, 29—49, 1968.
17. *Rye R. O., Hall W. E., Ohmoto H.* Carbon, hydrogen, oxygen and sulfur isotope studg of the Darvin lead-silver-zinc deposit, southe en California. Econ. Geol., 69, 3, 468—481, 1974.

Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 29—35, 1982

УДК: 553.7(479.25)

З. А. САРКИСЯН, В. А. ИГУМНОВ, Р. С. ЭМИНЯН, Л. Г. ДАРБИНЯН,
Н. Г. АСЛАНЯН

НОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ КИРОВАКАНСКОЙ ЗОНЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА НИМИ

В статье приводятся результаты изучения по сезонам 1980 г. некоторых минеральных вод Кироваканской зоны (Кировакан, Сарали, Курсали) и даются рекомендации к их применению.

Эксплуатация месторождений минеральных вод всегда сопровождается временными изменениями химического состава, которые появляются в результате резкого превышения водозабора над эксплуатационными запасами, неправильного подсчета эксплуатационных запасов и т. д. Примерами тому являются увеличение минерализации в некоторых скважинах Арзнинского месторождения, начиная с 1973 г., уменьшение минерализации кировакапской минеральной воды «Лори», начиная с 1974 г. и т. д. На эти, выдержанные во времени изменения, накладываются кратковременные, связанные с естественными факторами, например, сезонными колебаниями.

В статье приводятся материалы изучения сезонных колебаний химического состава новых минеральных вод Кировакапской зоны в 1980 году (Кировакан, Сарали, Курсали). Минеральные воды Кировакапской зоны изучались различными исследователями [1, 2, 3]. Однако, к настоящему времени большинство исследованных источников и скважин перестало функционировать по разным причинам (закрыты, пересохли в связи с искусственным дренажем и т. д.).

Изученные воды приурочены к межгорным впадинам среднего течения р. Памбак. Основание впадин представлено интенсивно дислоцированными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами палеоген-неогенового возраста, а сами впадины выполнены молодыми озерно-речными и лавовыми образованиями.

Кировакинская минеральная вода

В 1969—1973 гг. на Кировакапском месторождении минеральных вод было пробурено несколько скважин. До 1978 г. действовали три скважины. По результатам НИИКиФ до II квартала 1974 г. общая минерализация воды из скважины у моста, разливаемой под этикеткой «Лори», составляла 4,3 *г/л* и, начиная с этого времени стала падать, а в 1977 г. упала до 1,3 *г/л*. Очевидно, интенсивный забор перераспределил минеральную составляющую в разных скважинах по-разному: в скважине у моста искусственно созданная депрессионная воронка подтяну-

ла пресные межлавовые воды, в то время как в скважине у Вторчермета увеличилась минеральная составляющая: при том же составе (HCO_3—SO_4—Cl Na—Ca—Mg) минерализация воды увеличилась с 1975 по 1978 г. г. соответственно с 6,0 до 7,4 *г/л*. Такое расхождение общей минерализации (1,3 *г/л*) с утвержденными кондициями для розлива (3,6—4,6 *г/л*) заставило НИИКиФ поставить вопрос о закрытии скважины и о прекращении розлива минеральной воды «Лори», что и было сделано.

В 1978—1979 гг. на месте старой скважины у моста была пробурена новая, вода из которой вновь разливается под названием «Лори». Остальные скважины Кироваканского месторождения минеральных вод в настоящее время закрыты.

По результатам исследований 1980 г. кироваканская углекислая минеральная вода «Лори» холодная (T 17—18°C), слабокислая (pH ~ ~6,0), кремнистая (H_2SiO_3 до 95 *мг/л*), слабоборносная (HBO_2 до 80 *мг/л*), гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридная натриево-магниево-кальциевая, средней минерализации (М до 5,6 *г/л*) с повышенным содержанием марганца (до 3,0 *мг/л*) и незначительным—мышьяка (до 0,6 *мг/л*).

В газовом составе[1] углекислота составляет 99,0—99,4%, в спонтанной фазе—CO_2 до 2,0 *г/л*, N_2 до 0,019 *г/л*, He до $2 \cdot 10^{-3}$ *мл/л*; в растворенной фазе—CO_2 до 2,1 *г/л*, He до $4{,}1 \cdot 10^{-3}$ *мл/л*. Дебит, по данным завода розлива, составляет 1,0 *л/сек*. Окислительно-восстановительный потенциал составляет в среднем +250 *мв*, что свидетельствует о том, что вода формирует свой окончательный состав на небольших глубинах в окислительной обстановке. Вода очень жесткая, общая жесткость колеблется от 34,0 до 40,0 *мг-экв*. причем к концу 1980 г. жесткость увеличилась.

При сезонном изучении химического состава кироваканской минеральной воды (табл 1) выявилось постоянство минерализации в течение 1980 г. (М ~ 5,6 *г/л*) и химического состава. Однако к концу года произошли незначительные изменения: увеличилось содержание гидрокарбонат-иона, уменьшилось содержание натрия и сульфат-иона. В составе воды заметно уменьшилось содержание метаборной (HBO_2 от 78 до 48 *мг/л*) и метакремниевой (H_2SiO_3 от 95 до 78 *мг/л*) кислот, практически исчезли к концу года йод и бром, в то время как содержания меди и мышьяка почти не изменились.

По результатам спектрального анализа (табл. 2) интересно отметить уменьшение к концу года алюминия (от 1,9 до 0,8 *мг/л*). Практически постоянным остается сухой остаток, что подтверждает и выводы химико-аналитических исследований о постоянстве минерализации в течение года.

Саралинская минеральная вода

Против с. Сарали Спитакского района, у дороги Кировакан-Спитак, на левом берегу р. Памбак в пойме реки находится скважина с минеральной водой. Вода из скважины изливается непрерывно, однако, из-

[1] Газы определялись на хроматографе ЛХМ—8МД и гелиевом индикаторе ИНГЕМ—1.

Таблица 1

Результаты химических анализов минеральной воды «Кировакан» по сезонам 1980 года

Ионы	Сезоны							
	зима		весна		лето		осень	
	мг/л	экв. %	мг/л	экв. %	мг/л	экв. %	мг/л	экв. %
Na+K	964,85	53,54	1035,85	56,93	948,98	51,54	922,53	50,07
Ca	320,64	20,42	320,64	20,27	320,64	19,38	320,64	19,97
Mg	248,06	26,04	218,88	22,80	270,25	28,48	291,84	29,96
Fe	0,25	—	не обн.	—	0,16	—	не обн.	—
Cu	0,028	—	0,07	—	0,05	—	не обн.	—
Mn	2,9	—	3,08	—	3,0	—	3,0	—
As	0,36	—	0,34	—	0,34	—	0,6	—
Сумма	1537,08	100,0	1576,86	100,0	1553,42	100,0	1538,61	100,0
Cl	795,20	28,59	781,0	27,87	837,80	29,48	823,60	28,96
Br	0,8	—	0,7	—	не обн.	—	не обн.	—
J	0,15	—	не обн.	—	не обн.	—	не обн.	—
SO_4	1159,60	31,08	1207,34	32,11	1164,54	30,55	1148,06	30,10
HCO_3	1927,60	40,33	1927,60	40,02	1952,0	39,97	2000,80	40,94
Сумма	3883,35	100,0	3916,64	100,0	3954,34	100,0	3972,46	100,0
pH	5,7	—	6,3	—	6,2	—	6,4	—
HBO_2	76,0	—	64,0	—	48,0	—	48,0	—
H_2SiO_3	94,68	—	89,39	—	77,82	—	60,0	—
M	5593,11	—	5646,89	—	5630,58	—	5619,07	—

$$M\,5{,}6\,\frac{HCO_3 40 SO_4 31 Cl 29}{Na 54\ Mg 26\ Ca 20}$$

$$M\,5{,}6\,\frac{HCO_3 40 SO_4 32 Cl 28}{Na 57\ Mg 23\ Ca 20}$$

$$M\,5{,}6\,\frac{HCO_3 40 SO_4 31 Cl 29}{Na 52\ Mg 28\ Ca 20}$$

$$M\,5{,}6\,\frac{HCO_3 41 SO_4 30 Cl 29}{Na 50\ Mg 30\ Ca 20}$$

ла «пробулькивания» значительных количеств газа появляется эффект пульсации. Дебит газо-водяной смеси около 10 *л/сек*, газовый фактор, определенный ориентировочно, составляет 1500—2000 *мл/л*. Окислительно-восстановительный потенциал саралинской воды довольно низкий (Eh+210 *мв*), что указывает на формирование в слабоокислительной обстановке. Саралинская вода железистая и потенциалзадающая система во многом зависит от содержания железа, особенно от соотношения

Таблица 2

Результаты спектрального анализа минеральной воды «Кировакан» по сезонам 1980 г., *мг/л*

Элементы	Сезоны			
	зима	весна	лето	осень
Al	1,92	1,93	1,51	0,79
Fe	0,24	1,52	5,18	0,30
Mn	0,57	0,51	0,52	1,78
Cu	0,68	0,78	1,07	1,29
Sr	0,88	1,56	0,85	0,82
Ti	—	0,05	—	—
Сухой остаток, *г/л*	5,20	5,09	5,18	5,18

форм Fe^{2+} и Fe^{3+}. Вода очень жесткая, общая жесткость колеблется от 41 до 45 *мг-экв*, причем к концу года жесткость уменьшается. Саралинская углекислая вода холодная (T 13--13,5°C), слабокислая (pH ~ 6,3), кремнистая (H_2SiO_3 до 80 *мг/л*), слабобороносная (HBO_2 до 65 *мг/л*), железистая ($Fe_{общ}$ до 57 *мг/л*), гидрокарбонатная, натриево-магниево-кальциевая средней минерализации (M ~ 5,1 *г/л*) с незначительным содержанием *Mn, As, Br, J*. В газовом составе углекислота составляет 99,0--99,8%; в спонтанной фазе--CO_2 до 1,8 *г/л*, N_2 до 0,038 *г/л*, в растворенной фазе—CO_2 до 2,2 *г/л*, He до $2,2 \cdot 10^{-4}$ *мл/л*.

Сезонное изучение химического состава саралинской воды (табл. 3) подтвердило постоянство минерализации и гидрокарбонатный состав. Сравнивая результаты исследований в 1980 г. с результатами прошлых лет, можно сказать, что состав и минерализация воды «Сарали» практически не изменились за несколько лет. Соотношения между катионами во всех сезонах 1980 г. почти одинаковые, катионы (*Na, Ca, Mg*) только меняются местами. Значительно уменьшилось содержание бора (HBO_2 от 64,0 до 32 *мг/л*), практически исчезли к концу года бром и йод.

По результатам спектрального анализа (табл. 4) нужно отметить незначительное, но стабильное уменьшение сухого остатка (от 4,57 до 4,18 *г/л*). Обнаружено, что к концу года заметно повышается содержание алюминия (от 1,46 до 2,59 *мг/л*).

Курсалинская минеральная вода

Против с. Курсали Спитакского района, у дороги Кировакан—Спитак, на левом берегу р. Памбак в пойме реки находится скважина с минеральной водой. Дебит ~ 0,2—0,3 *л/сек*.

Таблица 3

Результаты химических анализов минеральной воды «Сарали» по сезонам 1980 г.

Ионы	Сезоны							
	зима		весна		лето		осень	
	мг/л	экв. %	*мг/л*	экв. %	*мг/л*	экв. %	*мг/л*	экв. %
Na+K	495,65	32,88	456,78	30,72	568,10	37,48	547,02	36,72
Ca	148,89	34,17	384,77	29,69	400,80	30,95	424,84	32,85
Mg	262,66	32,95	311,29	39,59	257,79	32,17	238,34	30,37
Fe	4,1	—	6,7	—	4,5	—	5,2	—
Cu	не обн.	—	0,03	—	0,07	—	не обн.	—
Mn	0,68	—	0,32	—	0,45	—	0,32	—
As	0,12	—	0,16	—	0,8	—	0,4	—
Сумма	1212,10	100,0	1160,0	100,0	1232,51	100,0	1215,12	100,0
Cl	127,80	5,49	142,0	6,19	156,20	6,68	142,0	6,20
Br	не обн.	—	0,3	—	не обн.	—	не обн.	—
J	0,17	—	0,049	—	не обн.	—	не обн.	—
SO_4	397,51	12,74	317,27	10,30	376,11	11,99	368,70	11,99
HCO_3	3260,60	81,77	3294,0	83,51	3269,60	81,33	3220,80	81,81
Сумма	3795,08	100,0	3754,12	100,0	3801,91	100,0	3713,50	100,0
pH	6,2	—	6,4	—	6,4	—	6,5	—
HBO_2	58,0	—	64,0	—	32,0	—	32,0	—
H_2SiO_3	63,55	—	81,71	—	64,85	—	60,0	—
M	5128,73	—	5059,88	—	5131,27	—	5020,62	—

$$M\,5{,}1\ \frac{HCO_3 82}{Ca34\ Mg33\ Na33} \qquad M\,5{,}1\ \frac{HCO_3 84}{Mg39\ Na31\ Ca30}$$

$$M\,5{,}1\ \frac{HCO_3 81}{Na37\ Mg32\ Ca30} \qquad M\,5{,}1\ \frac{HCO_3 82}{Na37\ Ca33\ Mg30}$$

Таблица 4

Результаты спектрального анализа минеральной воды «Сарали» по сезонам 1980 г., *мг/л*.

Элементы	Сезоны			
	зима	весна	лето	осень
Al	1,46	1,81	1,75	2,59
Fe	45,7	43,9	56,94	53,13
Mn	0,33	0,33	0,33	0,45
Cu	0,06	0,23	0,25	0,18
Sr	1,53	0,88	1,37	1,30
Ti	—	0,044	—	—
Сухой остаток, *г/л*	4,57	4,39	4,38	4,18

По результатам исследований 1980 г. курсалинская минеральная вода холодная (Т 14—15°С), слабокислая (pH ~ 6,0), слабокремнистая (H_2SiO_3 ~ 50 *мг/л*), гидрокарбонатная, в начале года кальциево-магниевая, к концу—кальциево-натриевая, слабоминерализованная (М ~ ~ 1,0 *г/л*) с незначительным содержанием бора (HBO_2 ~ до 20 *мг/л*), брома, йода, марганца и железа. Вода углекислая, в растворенной фазе содержание CO_2 достигает 0,7 *г/л*. Опробовать спонтанную фазу не удалось из-за условий выхода воды и малого газового фактора.

Сезонное изучение химического состава курсалинской воды (табл. 5) указало на резкое изменение минерализации и смену состава. Оставаясь гидрокарбонатной, вода из кальциево-магниевой через промежуточную кальциево-натриево-магниевую к концу года стала кальциево-натрие-

Таблица 5

Результаты химических анализов минеральной воды «Курсаяи» по сезонам 1980 г.

Ионы	Сезоны							
	зима		весна		лето		осень	
	мг/л	экв. %	*мг/л*	экв. %	*мг/л*	экв. %	*мг/л*	экв. %
Na+K	964,85	16,53	62,33	26,28	67,16	26,74	68,54	27,14
Ca	160,32	43,93	104,21	50,44	128,26	58,61	120,24	54,65
Mg	87,55	39,54	29,18	23,28	19,46	14,65	24,32	18,21
Fe	0,84	—	не обн.	—	0,2	—	0,38	—
Mn	0,24	—	0,1	—	не обн.	—	0,1	—
As	0,04	—	не обн.	—	0,04	—	не обн.	—
Сумма	318,22	100,0	196,62	100,0	215,48	100,0	213,53	100,0
Cl	71,0	10,98	43,6	11,64	71,0	18,32	71,0	18,21
Br	0,7	—	не обн.	—	не обн	—	не обн.	—
J	0,1	—	0,05	—	не обн.	—	не обн.	—
SO_4	67,0	7,74	53,0	10,77	43,62	8,42	46,91	8,93
HCO_3	902,8	81,28	488,0	77,59	488,0	73,26	488,0	72,8
Сумма	1040,9	100,0	584,35	100,0	602,62	100,0	605,91	100,0
pH	5,85		6,0		5,9		6,0	
HBO_2	17,0	—	20,8	—	12,8	—	12,8	—
H_2SiO_3	38,91	—	45,39	—	64,85	—	41,5	—
Общ. мин.	1415,03	—	846,16	—	895,75	—	873,49	

$$M\,1,4\ \frac{HCO_3 81}{Ca44\ Mg40} \qquad M\,0,8\ \frac{HCO_3 78}{Ca50\ Na26\ Mg23}$$

$$M\,0,9\ \frac{HCO_3 73}{Ca59 Na27} \qquad M\,0,9\ \frac{HCO_3 73}{Ca55\ Na27}$$

Таблица 6

Результаты спектрального анализа минеральной воды «Курсали» по сезонам 1980 г., *мг/л.*

Элементы	Сезоны			
	зима	весна	лето	осень
Al	0,71	1,44	1,16	0,18
Fe	2,96	3,36	7,44	0,36
Mn	0,08	0,04	0,05	0,02
Cu	0,16	0,39	0,10	0,04
Sr	0,18	0,10	0,06	0,01
Ti	сл.	0,006	—	0,002
Ba	0,11	0,04	—	—
Сухой остаток	1060,0	600,0	620,0	520,0

вой. Жесткость изменилась от 15 (очень жесткая) до 8 *мг/экв* (жесткая). Дебит изменился от 0,15 до 0,3 *л/сек,* а к концу года снова уменьшился до 0,2 *л/сек.*

По результатам спектрального анализа (табл. 6), сразу же обращает на себя внимание резкое изменение сухого остатка после зимнего сезона (от 1,06 до 0,6 *г/л)* и дальнейшее уменьшение к концу года.

Результаты сезонного изучения минеральных вод Кироваканской зоны позволяют сделать следующие выводы.

Кироваканская минеральная вода, разливаемая под названием «Лори», является дальним аналогом пятигорских минеральных вод (горячий нарзан, буровая 19) и может использоваться для лечения желудочных заболеваний. В гастроэнтерологическом отделении НИИКиФ МЗ Арм.ССР успешно проводятся работы по применению этой воды.

Саралинская минеральная вода стабильна по составу и минерализации, является аналогом ласточкинских вод (Приморский край). Большие содержания железа совместно с медью, мышьяком и марганцем позволяют рекомендовать эту воду при лечении железодефицитных анемий. В настоящее время рекомендовать курсалинскую воду из-за непостоянства минерализации и изменения состава в течение 1980 г. невозможно. Однако, в дальнейшем, при стабилизации состава и минерализации курсалинская вода как аналог дарасунских вод может представить интерес, как питьевая вода. Богатство вод Кироваканской зоны растворенными органическими веществами увеличивает бальнеологическую ценность этих вод.

НИИ курортологии и физиотерапии
МЗ Армянской ССР

Поступила 7. IV. 1981.

Զ. Ա. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Վ. Ա. ԻԳՈՒՄՆՈՎ, Ռ. Ս. ԷՄԻՆՅԱՆ, Լ. Գ. ԴԱՐԲԻՆՅԱՆ,
Ն. Գ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ԿԻՐՈՎԱԿԱՆԻ ԳՈՏՈՒ ՆՈՐ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՋՐԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՌԵԺԻՄԱՅԻՆ ԴԻՏԱՐԿՈՒՄՆԵՐԻ ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում ներկայացված են Կիրովականի գոտու հանքային ջրերի ուսումնասիրման և ռեժիմային դիտարկումների արդյունքներն ըստ 1980 տարվա եղանակների։ Անալիտիկ տվյալները համոզիչ կերպով ցույց են տալիս «Կիրովական» և «Սարալիւ» հանքային ջրերի քիմիական բաղադրության և հանքայնացման կայունությունը, ինչպես նաև «Կուրսալիւ» հանքային ջրի հանքայնացման և քիմիական բաղադրության փոփոխականությունն ըստ տարվա եղանակների։

Ռեժիմային դիտարկումների և ուսումնասիրման արդյունքների հիման վրա տրվում են «Կիրովական» և «Սարալիւ» ջրերի գործնական օգտագործման երաշխիքներ։

Z. A. SARKISIAN, V. A. IGUMNOV, R. S. EMINIAN,
L. G. DARBINIAN, N. G. ASLANIAN

THE KIROVAKAN ZONE NEW MINERAL WATERS AND RESULTS OF THEIR REGIME OBSERVATIONS

Abstract

The results of Kirovakan zone mineral waters investigation and regime observations during 1980 seasons are brought. It is shown the constancy of „Kirovakan" and „Saraly" waters chemical composition and mineralization as well as the unsteadiness of those of „Kursaly" mineral water depending on different seasons. Practical recommendations are given or using „Kirovakan" and „Saraly" mineral waters.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александрян О. С., Джанжутова Р. С., Долуханова Н. И., Меликсетян А. О., Кочарян Р. Г.* Природные лечебные ресурсы Кироваканского района Армянской ССР. Тр. НИИКиФ МЗ Арм.ССР, вып. VII, Ереван, 1956.
2. Геология Армянской ССР, т. 9. Минеральные воды. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1969.
3. *Крайнов С. Р., Королькова М. Х.* Особенности распространения некоторых микроэлементов в минеральных водах Малого Кавказа. В сб. «Вопросы геохимии подземных вод» ВСЕГИНГЕО, М., 1964.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 36—46, 1982

УДК: 661.321.1+548 713.021

З. И ПАРХОМЕНКО, Т. В. ГОНОЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИРОДНОГО СОДАЛИТА

Теоретически проанализированы характерные особенности пьезоэлектрического тензора содалита при двух и трех вращениях. Экспериментально изучена анизотропия пьезоэлектрических свойств природных монокристаллов. Исследованы сечения указательных поверхностей, проведено сравнение динамического и квазистатического методов. Найдено, что поликристаллический содалит принадлежит к текстурам (3/4) I.

Содалит принадлежит к пентагон-тритетраэдрическому классу кубической системы, пьезоэлектрический тензор которой в главной системе координат имеет следующий вид:

$$\begin{array}{cccccccc} & t_{11} & t_{22} & t_{33} & t_{23} & t_{13} & t_{12} \\ J_1 & 0 & 0 & 0 & d_{14} & 0 & 0 \\ J_2 & 0 & 0 & 0 & 0 & d_{14} & 0 \\ J_3 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & d_{14}. \end{array} \qquad (1)$$

Значение пьезоэлектрического модуля гидросодалита d_{14}, выращенного гидротермальным методом из раствора $NaOH$, составляет 12,9—13,9·10^{-8} $CGSE$ [1]. Измерения в данном случае осуществлялись динамическим методом путем снятия кривой резонанса и антирезонанса. Пьезоэлектрический модуль гидросодалита самый высокий среди измеренных кубических кристаллов данного класса. Таким образом, содалит может найти применение как преобразователь электрической энергии в механическую, в частности для ультразвуковых преобразователей. Кроме того, его электрооптические [4], фотохромные [5] свойства в дальнейшем могут найти широкое применение. Наряду с этим известно, что содалит в ряде случаев содержит полезные редкие металлы

Учитывая возможность его практического использования и возрастающего в связи с этим к нему интереса, а также ряд специфических его свойств, нами были начаты исследования электрических свойств содалита при различных термодинамических условиях. В данной работе излагаются результаты, касающиеся лишь изучения пьезоэлектрических свойств природного содалита серого цвета из месторождения Лов-озера (Кольский полуостров) и синего содалита из Шваниздзорского месторождения (Южная Армения).

Образцы в форме кубов и цилиндров, ввиду отсутствия следов огранки, вырезались в произвольной системе координат из мономинерального агрегата серого цвета с многочисленными трещинами

В связи с изучением пьезоэлектрического эффекта содалита в произвольной системе координат необходимо было рассчитать его пьезоэлектрический тензор в координатах X_1', X_2', X_3' и выявить основные особенности проявления пьезоэлектрического эффекта в этом случае.

Как видно из пьезоэлектрического тензора, представленного в табл 1, пьезоэлектрический эффект содалита в произвольной системе координат должен регистрироваться как при воздействии сдвиговых, так и нормальных напряжений во всех трех направлениях. Второй важной его особенностью является равенство векторов пьезоэлектрической поляризации, а, следовательно, и пьезоэлектрических модулей при воздействии одинаковых по величине сдвиговых напряжений $t_{23}=t_{31}=t_{12}=\tau$, именно:

$$J_1=J_2=J_3=[C_{11}C_{11}C_{33}+C_{11}C_{32}C_{23}+C_{21}C_{12}C_{33}+C_{21}C_{32}C_{13}+ \\ +C_{31}C_{12}C_{23}+C_{31}C_{23}C_{13}]d_{14}\tau, \qquad (2)$$

где C_{ik} —направляющие косинусы углов между главной и подвижной системой координат.

Это свойство может служить критерием для определения принадлежности поликристаллического агрегата к текстуре типа $(3/4)T$, которую образуют кристаллы, имеющие симметрию $(3/\bar{4})$ [2]. В случае пьезоэлектрического эффекта за счет нескомпенсированных отдельных зерен эта закономерность должна быть нарушена.

Однако необходимо отметить, что положить это свойство в основу установления данной текстуры практически очень трудно. С другой стороны, это условие является небходимым, но недостаточным для установления текстуры поликристаллического содалита, поскольку возможно проявление такой закономерности за счет случайного распределения отдельных зерен.

Для определения указанной текстуры можно использовать другие свойства тензора пьезоэлектрических модулей, в частности угловые зависимости их в определенных плоскостях. С этой целью рассмотрим различные частные случаи проявления пьезоэлектрического эффекта содалита.

При одном вращении вокруг оси X_3 на угол ψ пьезоэлектрический тензор приобретает следующий вид:

	t_{11}	t_{22}	t_{33}	t_{23}	t_{31}	t_{12}
J_1	0	0	0	$\cos 2\varphi d_{14}$	$\sin 2\varphi d_{14}$	0
J_2	0	0	0	$-\sin 2\varphi d_{14}$	$\cos 2\varphi d_{14}$	0
J_3	$\sin 2\varphi d_{14}$	$-\sin 2\varphi d_{14}$	0	0	0	$\cos 2\varphi d_{14}$.

(3)

Из (3) видно, что поперечный эффект наблюдается лишь от напряжений t_{11}, t_{22} и описывается выражением $J_3=+\sin 2\varphi d_{14} t_{11}$ и $J_3=-\sin 2\varphi d_{14} t_{22}$. На рис. 1а приведена угловая зависимость поперечного эффекта в плоскости X_1OX_2. Максимальная величина пьезоэлектрического эффекта достигается при $\psi=45°$.

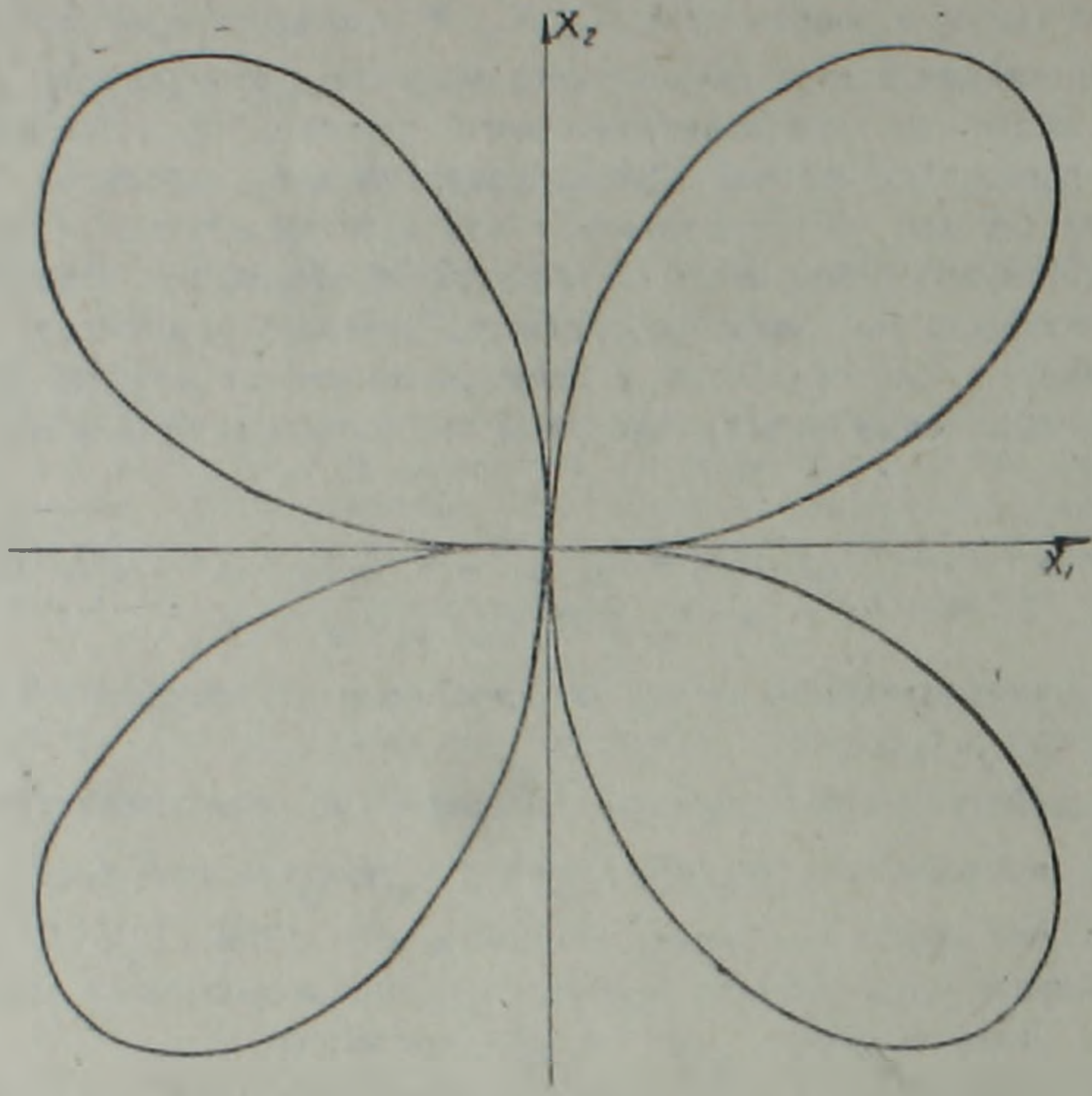

Рис. 1а

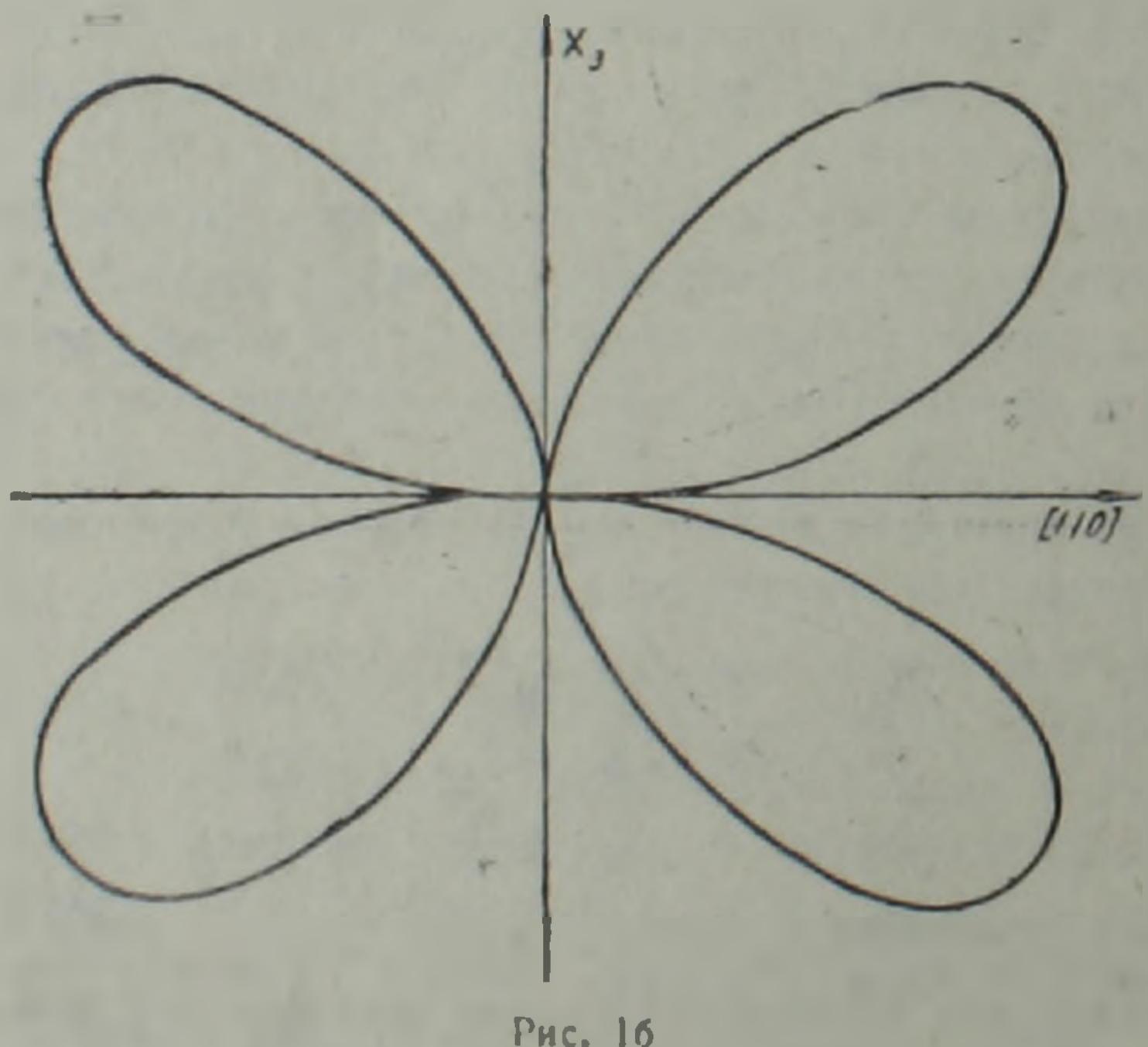

Рис. 1б

Рис. 1. а) Угловая зависимость поперечного пьезоэлектрического эффекта в плоскости X_1OX_2. б) Сечение указательной поверхности продольных пьезоэлектрических эффектов плоскостью, проходящей через ось X_3 и биссектрису координатного угла

В табл. 2 приведен пьезоэлектрический тензор при двух вращениях. Второе вращение осуществляется вокруг оси X_2 на угол θ. Из табл. 2 легко видеть следующие особенности указательной поверхности продольных эффектов, которые определяются уравнениями:

$$\begin{aligned} J_1 &= -1{,}5 \sin 2\varphi \sin 2\theta \cos\theta\, d_{14} t_{11} \\ J_2 &= 0 \\ J_3 &= 1{,}5 \sin 2\varphi \sin 2\theta\, d_{14} t_{33}. \end{aligned} \qquad (4)$$

Кривая сечения указательной поверхности продольных эффектов плоскостью, параллельной оси X_3 и составляющей угол 45° с координатными плоскостями, приведена на рис. 1б. Из этого рисунка видно, что максимальный пьезоэффект получается в том случае, если усилие направлено нормально к пластинке и составляет угол 44,5° с плоскостью $X_1 0 X_2$.

Указательная поверхность продольных пьезоэлектрических эффектов при сечении произвольной плоскостью дает кривую, которая имеет четыре лепестка.

Таким образом, изучая пьезоэлектрические свойства, можно установить вид симметрии. Для горных пород и минералов, у которых нет определенной огранки кристаллов, при установлении типа симметрии кристалла или текстуры можно использовать образцы, вырезанные в произвольной системе координат.

Нами были использованы образцы содалита в виде цилиндров диаметром $d \approx 17{,}5$ *мм* и высотой $h = 30$ *мм*. Для получения сечения указательной поверхности плоскостью, перпендикулярной образующей цилиндра, использовались три метода.

1) метод радиальных колебаний под воздействием ультразвуковых волн;

2) импульсный ультразвуковой метод;

3) квазистатический метод.

Метод радиальных колебаний заключается в следующем. Цилиндрический образец излучается импульсным ультразвуковым полем от источника продольных волн. Это поле вызывает колебание цилиндра, причем в зависимости от размеров цилиндра возбуждается та или иная мода колебания. В работе [3] рассматриваются случаи, когда в продольной моде преобладают радиальные колебания. Это тот случай, когда отношение высоты цилиндра к диаметру меньше 0,24. В наших опытах радиальные колебания возбуждались в дисках высотой 0,4 *см* и диаметром 1,7 *см*. Представлялось, что радиальные колебания должны дать картину сечения указательной поверхности плоскостью, перпендикулярной образующей диска. Анализ же показывает обратное. Действительно, пусть напряжения направлены по радиусу к плоскости $X_1 0 X_2$, а ось X-перпендикулярна к этой плоскости. Вычислим поляризацию по направлению оси X_1, используя выражения пьезомодулей из табл. 1 получим:

$$J(\psi) = \{ -1{,}5 \sin 2\varphi \sin 2\theta \cos\theta \cos\psi + \sin 2\varphi \sin 2\theta \sin\psi \} \sigma d_{14}. \qquad (6)$$

Для поляризации от напряжения действующего под углом ψ к оси X_1' полная поляризация будет интегралом от всех направлений. В результате вычисления получим:

$$J(X_1') = -2\sin 2\varphi \sin\theta(1 - 1{,}5\sin^2\theta)\, d_{14}\sigma = -d_{133}\sigma. \qquad (7)$$

Из выражения (7) следует, что действие радиальных усилий равнозначно усилию, действующему по направлению оси X''_3. Таким образом, мы получаем одну точку указательной поверхности, а не сечение. Сказанное подтверждается экспериментально. На рис. 2 приведен резуль-

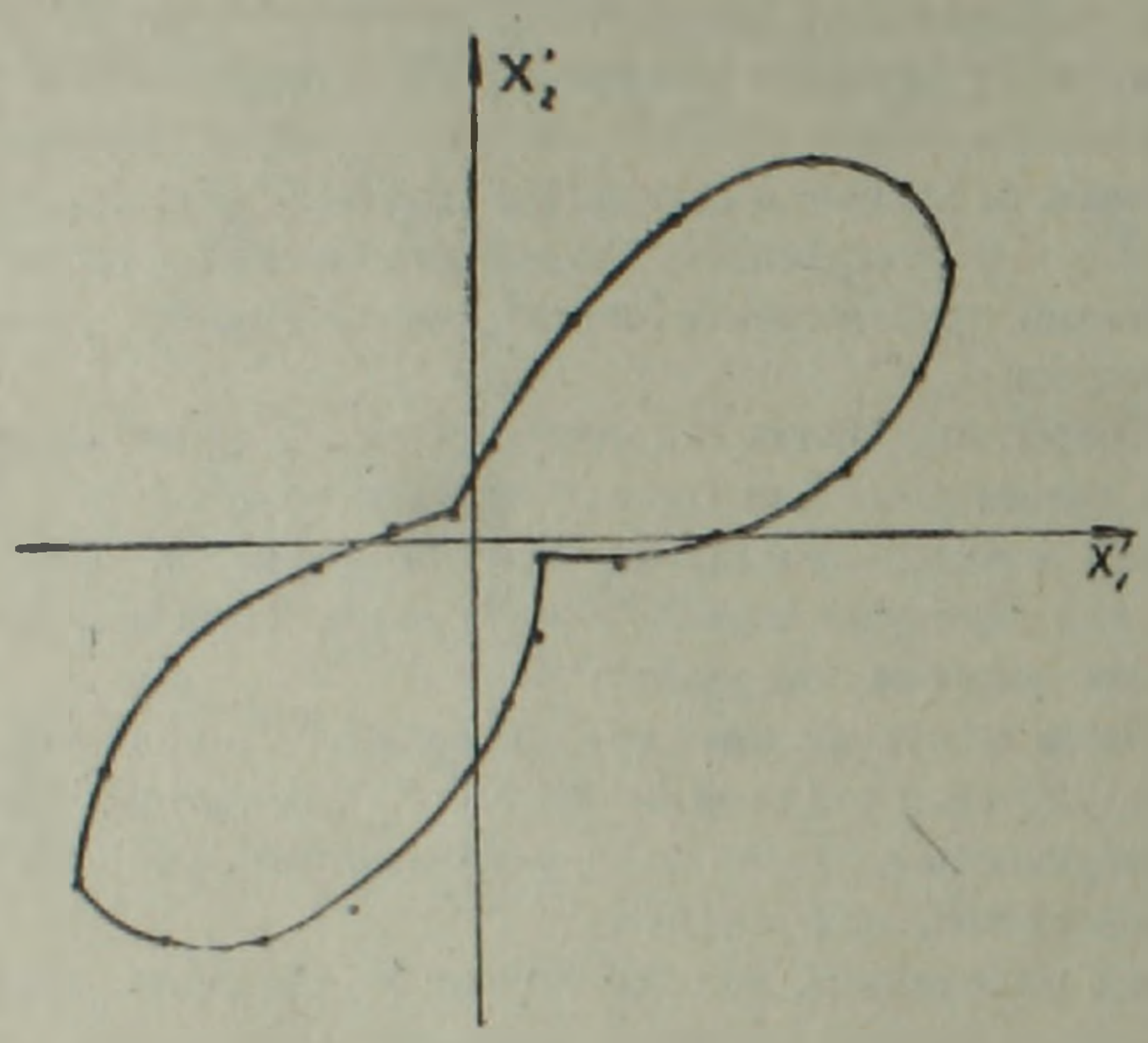

Рис. 2 Полярная диаграмма потенциала на боковой поверхности диска

тат измерения напряженности электромагнитного поля на боковой поверхности образца размером $d=17{,}5$ *см*; $h=0{,}4$ *см*. Как видно, эта кривая не отражает симметрию содалита.

Сечения указательной поверхности содалита нами были получены с помощью ультразвукового, а также квазистатического метода, при этом использовалась установка, позволяющая проводить измерения одновременно обоими методами. Цилиндрический образец, который находится в специальном каркасе из плексигласа для центрирования, мог свободно вращаться вокруг своей оси. Для передачи давления использовались два соосных цилиндра. На верхнем цилиндре закреплен медный электрод. Нижний цилиндр передает образцу квазистатическое давление или ультразвуковые импульсные колебания от излучателя упругих волн, одновременно являясь также приемником. Давление создавалось между поршнем и верхней опорой школьного пресса. Пьезоэлектрический сигнал подавался на электроннолучевой осциллограф С1—17. При работе квазистатическим методом цилиндрический образец нагружался до определенного давления, а затем внезапно снималась нагрузка. Пьезоэлектрический сигнал подавался на один из каналов, а на второй канал ос-

циллографа выходной электрический сигнал от пьезоэлектрического приемника, тем самым контролировалась величина усилия на торцовой поверхности нижнего цилиндра. Осциллограммы снимались на фотопленку, а затем обрабатывались. Таким образом, данная установка позволяла в одном и том же положении образца проводить измерения обоими методами.

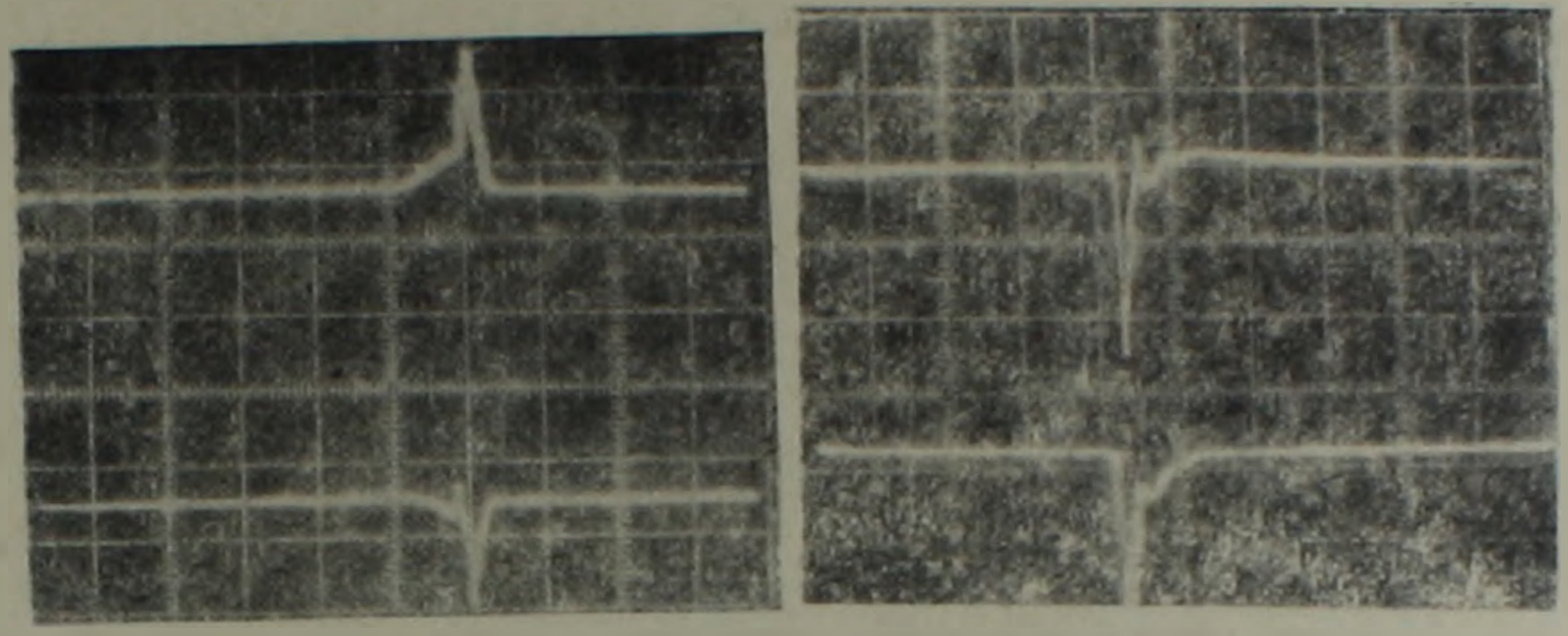

Рис. 3. Осциллограммы, полученные квазистатическим методом

На рис. 3 приведена осциллограмма, полученная квазистатическим методом. Как видно из рисунка, этот импульс представляет собой быстро затухающее колебание очень низкой частоты, длительность первого импульса примерно 60 *ms* и почти не зависит от угла поворота. Величина заряда, возникающая при разгрузке, равна площади, ограниченной этой кривой и осью *t*, однако, поскольку длительности импульсов были одинаковы, нами построены угловые зависимости высот.

Было изучено также пьезоэлектрическое поле вокруг цилиндрического образца от осевой нагрузки и от ультразвукового импульса. Для этой цели была использована установка, которая отличается от вышеописанной тем, что приемный электрод вращается вокруг образца.

Для изучения анизотропии скорости с целью выявления корреляции между пьезоэлектрическими и упругими свойствами было сконструировано специальное приспособление. Данное приспособление представляет собой плексигласовый каркас с цилиндрическим отверстием для образца и с двумя соосными круглыми отверстиями, перпендикулярными образующей первого. В последних свободно перемещались два пьезоэлектрических датчика, закрепленных на микрометрическом винте, с помощью последнего прижимались к образцу. Образец прозвучивался вдоль его диаметра. После прижатия датчиков к образцу определялся диаметр в данном направлении по микрометрическому винту и время пробега продольной упругой волны.

На рис. 4 приведены кривые, изображающие электрическое поле на боковой поверхности образца из содалита 4497 (3), в зависимости от угла, полученные квазистатическим 4а и импульсным 4б методами. Как видно, направления минимальных и максимальных эффектов, полученных обоими методами, совпадают. Эти графики построены в произволь-

ных единицах, так что они дают лишь сравнительное изменение поля вокруг образца, но не абсолютные величины полей. Несимметричность лепестков, а также неодинаковое направление больших и малых лепестков для обоих методов трудно объяснить. Мы предполагаем, что это связано с небольшой несоосностью нагрузки с образцом.

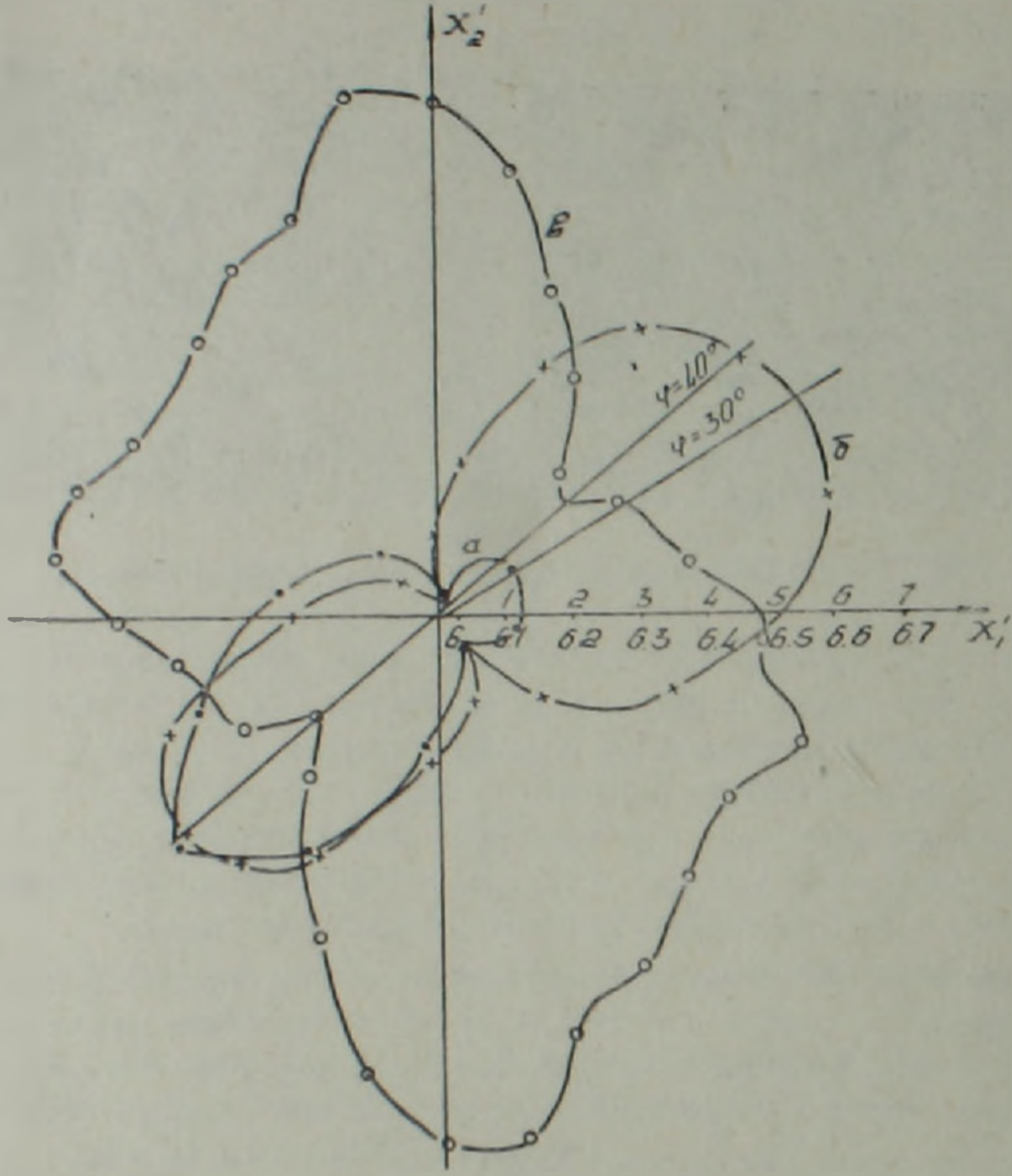

Рис. 4. Угловая зависимость пьезоэлектрического поля и скорости продольной волны в одной плоскости.

Угловая зависимость скорости продольной волны в *км/сек* приведена на рис. 4*в*. Минимальная скорость получается по направлению максимального пьезоэлектрического эффекта, а максимум скорости соответствует минимуму пьезоэлектрического эффекта. Коэффициент анизотропии для данного образца равен $a=8{,}8\%$. Тот факт, что минимуму скорости соответствует максимум пьезоэлектрического эффекта, можно объяснить следующим образом. В направлении минимальной скорости деформация имеет максимальное значение, следовательно, пьезоэлектрический эффект также должен быть максимальным, что и наблюдается на опыте

Для изучения сечения указательной поверхности содалита были проведены опыты, в которых цилиндрический образец напружался радиально, последовательно через 10—20°. Результаты исследований на образце 4497 (3) приведены на рис. 5. Для данного образца указательные поверхности, полученные квазистатическим и ультразвуковым методами, совпадают по направлению минимальных и максимальных эф-

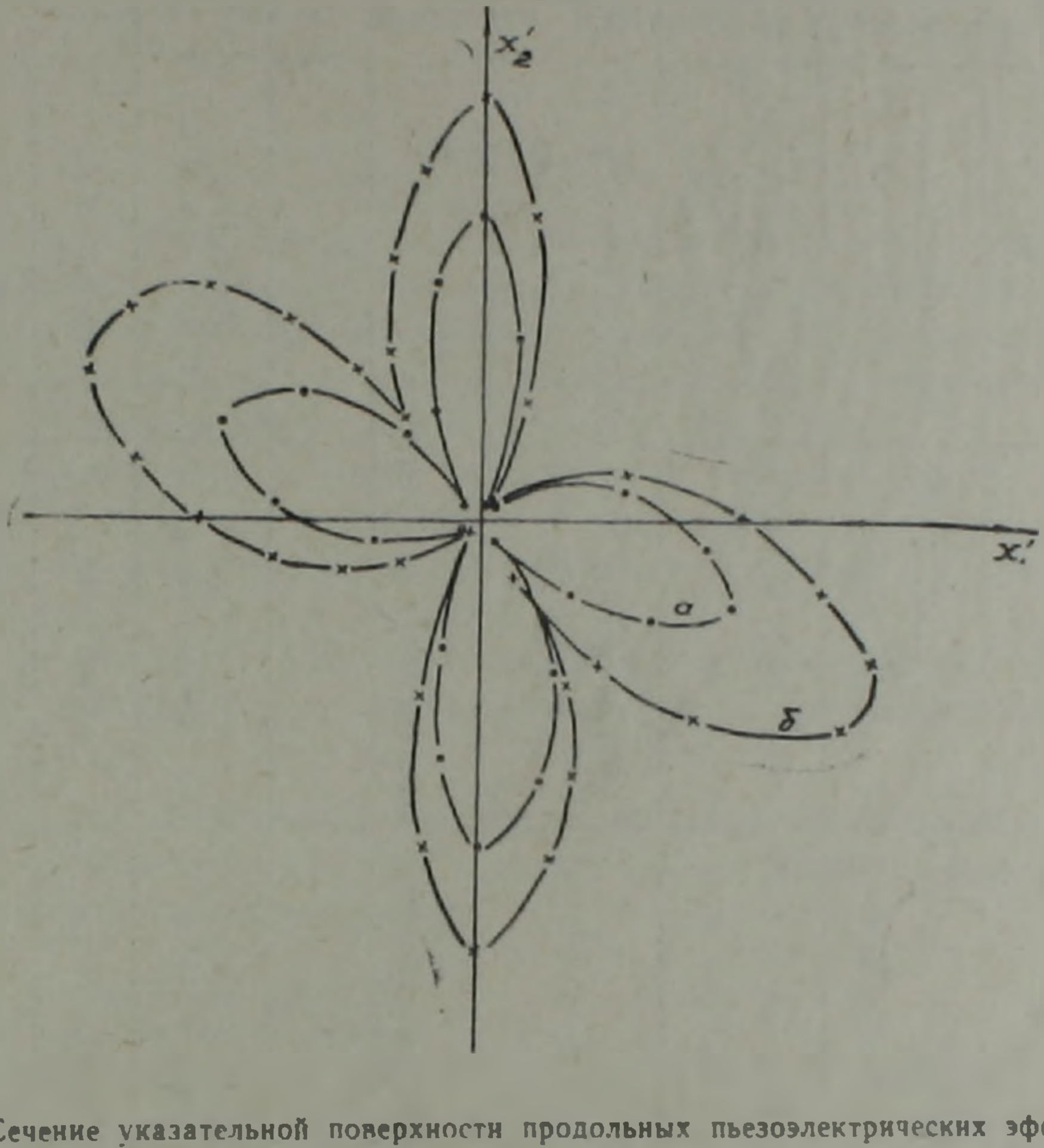

Рис. 5. Сечение указательной поверхности продольных пьезоэлектрических эффектов в произвольной плоскости а) квазистатический метод; б) ультразвуковой метод

фектов. В некоторых случаях отмечались отклонения в пределах 10—20°. Совпадение результатов квазистатическим и ультразвуковым методами, которые отличаются по частоте на три порядка, объясняется следующим образом. Ультразвуковые колебания, возбужденные излучателем, поступали к образцу через цилиндр из дюралюминия с поперечным сечением 1 $см^2$. При этом поперечное сечение излучателя имеет поверхность на порядок больше. В связи с этим ультразвуковые колебания передаются из центральной области, где преобладает поршневой тип колебания. Таким образом, по диаметру образца распространяется продольная волна, которая поступает через образец к верхнему цилиндру, не вызывая собственных колебаний образца в направлении распространения волны, ввиду поглощения массивной верхней опорой пресса.

Результаты исследований, приведенные на рис. 5, показывают, что образцы природного содалита обладают осью симметрии четвертого

Таблица 1

Пьезоэлектрический тензор содалита в произвольной системе координат

	t'_{11}	t'_{22}	t'_{33}	t'_{23}	t'_{31}	t'_{12}
J'_1	$6C_{11}C_{21}C_{31}$	$2[C_{11}C_{22}C_{32}+C_{21}C_{22}C_{12}+C_{21}C_{12}C_{22}]d_{14}$	$2[C_{11}C_{23}C_{33}+C_{21}C_{33}C_{13}+C_{31}C_{13}C_{23}]d_{14}$	$[C_{11}C_{22}C_{33}+C_{11}C_{32}C_{23}+C_{21}C_{13}C_{32}+C_{21}C_{32}C_{13}+C_{31}C_{13}C_{23}+C_{31}C_{23}C_{13}]d_{14}$	$2[C_{11}C_{23}C_{31}+C_{11}C_{32}C_{21}+C_{21}C_{13}C_{21}]d_{14}$	$2[C_{11}C_{31}C_{32}+C_{11}C_{31}C_{22}+C_{21}C_{31}C_{12}]d_{14}$
J'_2	$2[C_{12}C_{21}C_{31}+C_{22}C_{11}C_{31}+C_{32}C_{11}C_{21}]d_{14}$	$6C_{12}C_{22}C_{32}d_{14}$	$2[C_{12}C_{22}C_{33}+C_{22}C_{13}C_{33}+C_{32}C_{13}C_{23}]d_{14}$	$2[C_{12}C_{23}C_{33}+C_{13}C_{33}C_{22}+C_{32}C_{13}C_{23}]d_{14}$	$[C_{11}C_{22}C_{33}+C_{11}C_{32}C_{23}+C_{21}C_{12}C_{33}+C_{21}C_{32}C_{13}+C_{31}C_{12}C_{23}+C_{31}C_{23}C_{13}]d_{14}$	$2[C_{12}C_{31}C_{32}+C_{12}C_{31}C_{22}+C_{32}C_{11}C_{32}]d_{14}$
J'_3	$2[C_{13}C_{21}C_{31}+C_{23}C_{11}C_{31}+C_{33}C_{11}C_{21}]d_{14}$	$2[C_{13}C_{22}C_{32}+C_{23}C_{12}C_{32}+C_{33}C_{12}C_{22}]d_{14}$	$6C_{13}C_{23}C_{33}d_{14}$	$2[C_{13}C_{22}C_{33}+C_{23}C_{13}C_{33}+C_{33}C_{12}C_{23}]d_{14}$	$2[C_{13}C_{23}C_{31}+C_{23}C_{11}C_{33}+C_{33}C_{13}C_{21}]d_{14}$	$[C_{11}C_{22}C_{33}+C_{11}C_{23}C_{32}+C_{21}C_{12}C_{33}+C_{21}C_{32}C_{13}+C_{31}C_{12}C_{23}+C_{31}C_{22}C_{13}]d_{14}$

Таблица 2

Пьезоэлектрический тензор содалита при двух вращениях

	t'_{11}	t'_{22}	t'_{33}	t'_{23}	t'_{31}	t'_{12}
J'_1	$-3\sin 2\varphi \sin\theta\cos^2\theta d_{14}$	$\sin 2\varphi \sin\theta d_{14}$	$\sin 2\varphi \sin\theta (3\cos^2\theta-1)d_{14}$	$\cos 2\varphi\cos 2\theta d_{14}$	$2\sin 2\varphi\cos\theta \times(0.5\cos^2\theta-\sin^2\theta)d_{14}$	$-\cos 2\varphi\sin 2\theta d_{14}$
J'_2	$-\sin 2\theta\cos 2\varphi d_{14}$	0	$\sin 2\theta\cos 2\varphi d_{14}$	$-\sin 2\varphi\cos\theta d_{14}$	$\cos 2\varphi\cos 2\theta d_{14}$	$\sin 2\varphi\sin\theta d_{14}$
J'_3	$\sin 2\varphi\cos\theta \times(1-3\sin^2\theta)d_{14}$	$-\sin 2\varphi\cos\theta d_{14}$	$3\sin 2\varphi\sin^2\theta\cos\theta d_{14}$	$\sin 2\theta(1-3\sin^2\varphi)d_{14}$	$\sin 2\varphi\sin\theta (2\cos^2\theta-\sin^2\theta)d_{14}$	$\cos 2\varphi\cos 2\theta d_{14}$

порядка. Несмотря на то, что исследования шлифов под микроскопом не позволили определить ориентации зерен содалита в агрегате, проведенные исследования показывают, что содалит из Кольского полуострова, по-видимому, обладает текстурой типа $(3/\bar{4})T$.

Вышеприведенные данные показывают, что наличие текстуры в содалитовых и сфалеритовых горных породах можно устанавливать пьезоэлектрическим методом, используя особенности пьезоэлектрического тензора.

Выводы

1. Рассмотрены некоторые особенности пьезоэлектрического тензора содалита и проанализированы характерные его свойства.

2. Изучена анизотропия пьезоэлектрических свойств природных монокристаллов содалита на цилиндрических образцах. Найдена корреляция между пьезоэлектрической и упругой анизотропией.

3. Исследованы сечения указательных поверхностей продольных эффектов и проведено сравнение с динамического и квазистатического методов, которые совпадают, если цилиндр находится в закрепленном состоянии.

4. На основе сечения указательной поверхности сделано предположение о принадлежности поликристаллического содалита к текстурам типа $(3/\bar{4})\ T$.

5. Проведенная работа показывает, что наличие текстуры в сфалеритовых и содалитовых горных породах можно установить только пьезоэлектрическим методом.

Институт физики Земли АН СССР,
Институт геофизики и инженерной
сейсмологии АН Армянской ССР

Поступила 25 V 1981.

Է. Ի. ՊԱՐԹՈՄԵՆԿՈ, Տ. Վ. ՏԱՆՈՅԱՆ

ԲՆԱԿԱՆ ՍՈԴԱԼԻՏԻ ՊԻԵԶՈԷԼԵԿՏՐԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Տևսականորեն քննարկված են սոդալիտի պիեզոէլեկտրական թենզորի մի բանի առանձնահատկությունները կոորդինատների ձևափոխությունների ժամանակ։ Փորձնականորեն ուսումնասիրված է պիեզոէլեկտրական հատկությունների անիզոտրոպիան գլանային նմուշների վրա։ Դիտվել է համահարաբերակցական կապ պիեզոէլեկտրական և առաձգական հատկությունների միջև։ Պիեզոէլեկտրական չափումները կատարվել են դինամիկ ուլտրաձայնային և քվազիստատիկ եղանակներով, որոնց արդյունքները համընկնում են, իսկ գլանը սեղմված է ուսումնասիրվող ուղությամբ։ Փորձի արդյունքները ցույց են տալիս, որ Կոլայի թերակղզու սոդալիտներում առկա է $(3/\bar{4})T$ պիեզոէլեկտրա-

կան տեքստուրան։ Կատարված աշխատանքը ցույց է տալիս, որ սոդալիտ և ֆսալևրիտ պարունակող լեռնային ապարներում նման տեքստուրա կարելի է հայտնաբերել միայն պիեզոէլեկտրական հղանակով։

E. I. PARKHOMENKO, T. V. TONOYAN

THE EXAMINATION OF NATURAL SODALITE PIEZOELECTRIC FEATURES

Abstract

Some peculariltes of the natural sodalite piezoelectric tonsor are theoretically analysed. The anisotropy of sodalite natural crystals piezoelectric characteristics are studied ou cylindrical patterns. A correlation between both piezoelectric and elastic anisotropies is established. A comparison of dynamic supersonic and quasi-static methods for measuring the piezoelectric characteristics is made.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лобачев А. Н., Беляев Л. М.* и др. Пьезоэлектрические и упругие свойства гидросодалита. Кристаллография, т. 19, № 1, 1974.
2. *Пархоменко Э. И.* Явления электризации в горных породах. «Наука», 1968.
3. *Сибаяма К.* Пьезокерамические преобразователи в виде коротких стержней. В кн. «Ультразвуковые преобразователи», «Мир», 1972.
4. *Шалдин Ю. В., Мельников О. К., Набатов В. В., Писаревский Ю. В.* Электрические и оптические свойства монокристаллов содалита. Кристаллография, т. 10, № 4, 1965.
5. *Bye. K. L., White E. A. D.* Hydrothermal growth of sodalite singl crystals. J. Crustal Growth v. 6, 4, 355—356, 1970.

Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 47—52, 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 549.621.55(091)

В. Б. СЕЙРАНЯН

К ИСТОРИИ «АРМИНАКУНА»

Лазурит («лазавард», «ляпис-лазурь», «арминакун»)—красивый синий камень, который, по выражению А. Е. Ферсмана, «проходит в течение семи тысяч лет через всю историю человеческой культуры». Поэтому он является одним из интереснейших самоцветов, известных в археологии и истории Востока.

Этот камень воспет древними египтянами («лазурит—камень неба») и греками («он подобен небесному своду, усыпанному звездами», Плиний Старший). На Востоке, а позднее в античной Греции и Риме этот камень применяли для инкрустаций, вырезывания фигурок богов и животных, изготовления всевозможных украшений, амулетов, а растирая его порошок с воском и маслом, получали стойкую ярко-синюю краску—ультрамарин.

В эпоху Возрождения и вплоть до XIX века лазуритом украшали интерьеры зданий, из него выделывали чаши, вазы и другие декоративные изделия, богато украшенные драгоценными металлами и камнями.

«Насколько ценилась синяя лазуритовая краска, видно из того,—пишет А. Е. Ферсман,—что самые ответственные части знаменитых картин эпохи Возрождения исполнялись в природном ультрамарине, не менявшем своего цвета от времени, а самые замечательные украшения испанской Альгамбры были расписаны природной ляпис-лазурью» (1954, стр. 269).

Благодаря красивому цвету и способности принимать хорошую полировку «камень неба» и в наши дни сохраняет репутацию первоклассного материала для всякого рода поделок, инкрустаций, а его крошка—для изготовления высококачественной краски.

Однако, сравнительно мало кому известно, что в те далекие века история лазурита тесно переплеталась с историей другого загадочного камня—«арминакуна» или «армянского камня».

Первое упоминание об «армянском камне» принадлежит древнегреческому историку Плинию Старшему (23--79 г.г.): «камень, посылаемый из Армении, назывался «агтепит» (Plin, XXXV, 28, 1). Более подробные сведения об этом камне сообщает среднеазиатский ученый-энциклопедист ал-Бируни (IX—X в.в.) в с своем «Собрании сведений для познания драгоценностей». «Лазурит (лазавард) по-руммийски называется арминакун, слово это образовано наподобие прилагательного от слова Армения, ибо армянский камень, дающий облегчение при меланхолии, похож на него Лазурит вывозится в Аравию из Армении, в Хорасан и Ирак—из Бадахшана» [1]. «Лазурит,—отмечает далее этот

автор,— в виде цельного куска имеет оттенок индиго, иногда склоняется к черноте, а на поверхности отшлифованных и отполированных его кусков в большинстве случаев видим золотые звезды наподобие пылинок».

Краткая характеристика «арминакуна» приведена в трактатах арабского философа Хамдаллаха Казвини (XIV в.): «Армянский камень бывает цвета лазурита и гранатового. После промывки его применяют для окраски вместо настоящего лазурита» (Нузхат ал-Кулуб, лист 44а).

К истории «армянского камня» обращается и известный армянист К. П. Патканян (1833—1883 г.г.), автор специального исследования той части «Книги истории» Аракела Даврижеци, которая посвящена описанию драгоценных камней. В разделе о лазурите К. П. Патканян, в частности, пишет: «... название армянского камня дано ему, вероятно, вследствие того, что армянские купцы долгое время занимались его торговлей и доставляли его из отдаленных стран Азии в Европу» [9]. Заметим, однако, что этот автор здесь же оговаривается: «Впрочем, известный сорт лазурита добывался в самой Армении».

Об «арминакуне» часто упоминает в своих работах А. Е. Ферсман: «... медные районы Армении и Закавказья уже давно должны были обратить на себя внимание известными камнями, малахитом или хризоколлой, бирюзой или армянским камнем» [12]. Что касается бирюзы, то это замечательное предвидение А. Е. Ферсмана сбылось несколько лет назад: в 1974 г. в Северной Армении, вблизи с. Техут, было выявлено уникальное месторождение этого минерала—«легендарного камня Востока» [11].

Позднее А. Е. Ферсман в книге «Очерки по истории камня» практически повторяет версию К. П. Патканяна о происхождении «армянского камня»: «... армянские купцы долгое время торговали лазуритом, доставляя его в Европу. Вероятно, поэтому лазурит нередко назывался, наравне с синими соединениями меди, «армянским камнем» [13].

Отметим также мало обоснованное толкование, на наш взгляд, этого термина редакторами книги ал-Бируни—А. М. Беленицким и Г. Г. Лямлейном, приведенное ими в примечаниях к ней: «... лазурит обычно фальсифицировался азуритом—медной синью [$2CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$], так называемым армянским камнем» (стр. 464).

Изложенное об «армянском камне» заключает в себе вопросы, которые могут быть выделены в две группы:

1) является ли «арминакун» древним коммерческим названием лазурита, транзитом перевозимого через Армению, или же его добывали в самой Армении;

2) является ли «арминакун» лазуритом, разновидностью лазурита, или это другой минерал, по внешним признакам сходный с лазуритом.

Что касается мнения, высказанного А. М. Беленицким и Г. Г. Лямлейном, отметим, что в медных и медьсодержащих месторождениях исторической или современной Армении не известны сколько-нибудь значительные количества азурита. Возможность ввоза в Армению азу-

рита—минерала, сравнительно редко формирующего крупные скопления (месторождения этого минерала известны во Франции—Шесси, США—Бисби, Заире—в провинции Катанга и др.), с целью «фальсификации лазурита», представляется нереальной. Поэтому эта точка зрения более подробно не рассматривается.

О добыче в Армении «известного сорта лазурика», как отмечалось, указывает К. П. Патканян. Однако он не уточняет на каких исходных данных базируются его сведения.

В качестве косвенного свидетельства в пользу добычи «арминакуна» в пределах исторической Армении могут привлекаться:

1) упоминание древнегреческого историка Дионисия Периегета (I в.) в переводе К. Гана [3]: «в их стране (армян—В. С.) добывается дорогой камень, из которого вырезывают и приготовляют печати (или перстни)» и 2) ссылка ал-Бируни о вывозе «армянского камня» в Аравию из Армении, в то время как в Хорасан и Ирак этот материал поставлялся из Бадахшана.

В работе Аракела Даврижеци названы пункты добычи лазурита: «Рудники лазурика находятся в Бадахшане. Встречаются эти камни также в Каше, но они поддельны. Те, которые находятся в домах,—все из Каша. В Шамишаге (?) есть темноватый камень, который пилят на куски и продают за лазурик, но он не выдерживает огня. Бадахшанский же может 10 дней пробыть в огне, не теряя цвета, так как он настоящий драгоценный камень» [5].

Местоположение Бадахшана и Каша известны. «Бадахшанское» месторождение Сары-Санг на протяжении многих тысячелетий и по настоящее время является основным поставщиком на мировой рынок высококачественной лянис-лазури [7]. Название Каш, согласно иранскому историку Рашид-ад-дину (XIII—XIV в.в.), в те далекие века относилось к стране Тангут. На картах Восточного Туркестана (Хотан, Яркенд) показаны реки: Каш, Кара-Каш, Юранг-Каш-Дарья. Согласно Б. Г. Гафурову [4], Каш (или Кеш) соответствует современному Шахрисябзу.

Из названных А. Даврижеци пунктов остается один Шамишаг (?) (в переводе К. П. Патканяна). Просмотр имеющихся в Матенадаране рукописей «Книги истории» (№№ 1663—1665) и в их числе микрофильма рукописи, хранящейся в Вене (№ 1162), дает форму Շամիշայդ. В переводе Е. А. Ханларян для этого названия предложена форма «Шамишайд».

Анализ литературы, посвященной географическим названиям исторической Армении, осуществленный автором при содействии академика С. Т. Еремяна, позволил выяснить следующее: название «Шамишаг» или «Шамишайд», скорее всего соответствует древнему армянскому городу Шамшату, название которого в более ранней топонимике соответствует г. Аршамошату—столице Четвертой Армении (Софены) византийской эпохи, расположенному примерно в 30—35 *км* к востоку от г. Харберда. Развалины Аршамошата, по мнению Я. А. Манандяна [8], следует искать, скорее всего, в районе между Харпутом и Балу (на территории современной Турции).

Но что же тогда представлял собой «арминакун»? Чтобы выяснить это, следует прежде всего рассмотреть основные диагностические признаки самого лазурита.

Лазурит, согласно классификации А. Г. Бетехтина [2], входит в содалитовую группу минералов-силикатов с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров (Si, Al) O_4 в кристаллических структурах (подкласс «Д»). Основными минералами содалитовой группы являются содалит, нозеан, гельвин и гаюин; богатая серой разновидность последнего выделена под названием лазурит [14].

Минералы содалитовой группы весьма сходны между собой не только по кристаллохимическим особенностям, но и по физическим свойствам. Очень разнообразен их цвет, который варьирует от бесцветного или белого до серого, желтого, зеленого, бурого, розового или очень характерного голубого, синего и индиго-синего.

Голубая и синяя разновидности минералов этой группы в природных условиях крайне редко дают мономинеральные скопления. Поэтому было предложено (Боэций де Боот, XVII в.) называть лазурит (или гаюин) —содержащую породу «ляпис лазурью»[1]. Детальными микроскопическими исследованиями установлено, что ляпис--лазурь представляет собой породу, состоящую из тесно сросшихся зерен лазурита, кальцита (или доломита), реже диопсида, скаполита, флогопита и др.

Природа окраски лазурита, являющегося основным минералом-красителем ляпис-лазури, во многом неясна. Одни исследователи полагают, что цвет лазурита обусловлен сульфидными (S_2^- и S_3^-) центрами окраски, по мнению же других, основанному на данных электронно-парамагнитного резонанса, окраска и ее интенсивность определяются ион-радикалами SO_4^- и S_3^-.

Ляпис-лазурь обладает красивой индиго-синей, васильковой, голубой, сине-фиолетовой и зеленовато-синей окраской разнообразных оттенков. В Афганистане, как отмечалось, в главном поставщике высококачественной «бадахшанской» ляпис-лазури, наиболее всего ценились густокрашенные индиго-синие разности—«нили», меньше—небесно-синие и голубые—«асмани», а еще меньше—зеленовато-синие—«суфси».

Говоря о цвете ляпис-лазури, следует привести удивительно точное поэтизированное описание этого камня, данное А. Е. Ферсманом: «Лазурит—камень, то горящий ярким синим огнем, то бледно-голубой до бирюзы, то сплошной однородной синей окраски, то с красивым узором сизых или белых пятен, переплетающихся и сливающихся в пестрый и разнообразный узор. В бадахшанском лазурите многочисленными точками рассыпаны включения золотистого колчедана, подобно звездам на темном фоне южного неба; в камнях же с берегов холодного Байкала переливаются все окраски от темно-зеленой до густо-малиновой» [13].

Кроме Афганистана, крупные месторождения ляпис-лазури известны в СССР и Чили; небольшие месторождения обычно низкокачествен-

---

[1] От латинского слова «лапис»--камень и арабского «азул»—небо

ного лазурита обнаружены также в США, Канаде, Бирме, Анголе, Индии, Корее.

В СССР месторождения ляпис-лазури известны (с XVIII в.) в Южном Прибайкалье (Малобыстринское, Слюдянское, Талинское и др.) и на Юго-Западном Памире (Ляджвардаринское).

Интересно, что в Южном Прибайкалье ляпис-лазурь, формирующаяся обычно в контактовой зоне пегматитов с известняками в форме метасоматических залежей, содержит не только лазурит, но и сплошные массы другого минерала—главколита (плауколита), очень близкого к лазуриту не только по химическому составу и структуре, но и по цвету: голубому, серовато-синему и синевато-фиолетовому [2]. Эти сведения позднее подтверждают Е. Я. Киевленко и Н. Н. Сенкевич: «Прибайкальский лазурит (ляпис-лазурь—В. С.) имеет ярко-синий цвет иногда с фиолетовым, красноватым и зеленоватым оттенками, что объясняется переходами к другим минеральным видам (главколиту, цеолитам и др.). От «бадахшанской» ляпис-лазури он отличается более темным тоном окраски, крупным зерном и меньшим количеством пирита» [7]. О широком распространении в Прибайкальских месторождениях ляпис-лазури главколита указывал и П. В. Калинин (1957), который выделил, в частности, «главколит-лазуритовый» тип метасоматитов. И в то же время главколит характеризуется весьма интересным качеством, которым он и отличается от лазурита. На эту особенность главколита обратил внимание А. Г. Бетехтин. Лазурит «от похожего на него главколита отличается меньшей прозрачностью и несовершенной спайностью, а также тем, что после прокаливания не меняет своей окраски» [2]. Очевидно, что ляпис-лазурь, содержащая то или иное количество главколита, при прокаливании меняет цвет! Здесь уместно вспомнить приведенное выше упоминание Аракела Даврижеци о том, что лазурит из Шамишайда (Аршамошата) «не выдерживает огня» или, другими словами, при прокаливании меняет свой цвет. И, наконец, цветовая характеристика «арминакуна», приведенная Хамдаллахом Казвини: «армянский камень бывает цвета лазурита и гранатового», является еще одним свидетельством того, что «армянский камень» не только по свойствам, но и по цвету был близок к главколит-содержащей ляпис-лазури из Прибайкалья. Экспериментальные данные показали, что, как и «арминакун», не выдерживает огня и ляпис-лазурь из Прибайкалья: окраска густо-окрашенных образцов при обжиге разрушается необратимо [10].

Таким образом, «арминакун»—это «дорогой камень, из которого вырезывают и приготовляют печати или перстни» (Дионисий Периегет); он цвета «лазурита или гранатового» (Хамдаллах Казвини); от бадахшанской ляпис-лазури отличается более темным тоном окраски, а также тем, что «не выдерживает огня» (А. Даврижеци).

Добывали его в Армении—вблизи Аршамошата, столицы IV Айка. В форме «пиленых кусков» (А. Даврижеци) этот камень вывозили из Армении не только в Европу (Плиний Старший), но и в Аравию (ал-Бируни).

Мы не знаем, сохранились ли до наших дней образцы «армянского камня». Однако, можно с уверенностью сказать, что он от «бадахшанской» ляпис-лазури, признанной в те далекие века за эталон, отличался, по-видимому, существенно главколитовым или главколит-лазуритовым составом, т. е. был весьма близок к некоторым разновидностям современной прибайкальской ляпис-лазури.

Возрождению доброго имени «армянского камня»—«арминакуна», несомненно, будут способствовать его новые находки в пределах Советской Армении.

ЕОМЭ ВНИИГеолнеруд

Поступила 23. III. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ал-Бируни.* Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия). Изд. АН СССР, 1963.
2. *Бетехтин А. Г.* Минералогия. Госуд. изд. геолог. литературы, М., 1950.
3. *Гон К.* Известия древних римских и греческих писателей о Кавказе. Часть 1, Тифлис, 1884.
4. *Гафуров Б. Г.* Таджики. «Наука», М., 1972.
5. *Даврижеци А.* Книга истории. Переводчик Е. А. Ханларян. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
6. *Дир У. А., Хауи Р. А., Дж. Зусман.* Породообразующие минералы. Том IV, «Мир», М., 1966.
7. *Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.* Геология месторождений поделочных камней. М., «Недра», 1976.
8. *Манандян Я. А.* О торговле и городах Армении в связи с мировой торговлей древних времен (V в. до н. эры—XV в. н. эры). Изд. Ереванского университета, Ереван, 1954.
9. *Патканян К. П.* Драгоценные камни, их названия и свойства по понятиям армян в XVII веке. СПб, 1873.
10. *Самойлович М. И., Новожилов А. И.* и др. О природе синей окраски лазурита. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1973.
11. *Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш.* Бирюза из Армении. Советская геология, № 2, 1976.
12. *Ферсман Е. А.* Цвета минералов. Изд. АН СССР, М.—Л., 1936.
13. *Ферсман Е. А.* Очерки по истории камня. Том I, Изд. АН СССР, М., 1954.
14. *Rogers A.* Lapis lazuli from San Barnardino County, California. Am. Mineral, 1938, 23, 111.

Известия АН Арм.ССР, Наукн о Земле, XXXV, № 3, 53—58, 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 666.32+669.712.3

К. Г. АСЛАНЯН, В. Б. МУРАДЯН, А. А. ШАХНАЗАРЯН,
Л. Х. ЧАЛАБЯН, А. С. ГАСПАРЯН

К ВОПРОСУ СИНТЕЗА АЛЮМОСИЛИКАТА СОСТАВА Al_2SiO_5

К алюмосиликатам в природе относится группа широко распространенных минералов. Они слагают более 70% горных пород и включают около 300 минеральных видов, в том числе важнейшие породообразующие—полевые шпаты, фельдшпатоиды, минералы группы слюд, группы цеолитов и др.

Разрушение алюмосиликатов на поверхности Земли приводит к образованию глинистых минералов (каолич, глины), гидрослюд, бокситов и др. [3].

В группе природного силлиманита объединены три отличающиеся по структурным особенностям модификации одного и того же состава вещества с одинаковой эмпирической формулой $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ или Al_2SiO_5, носящие названия дистен, андалузит и силлиманит, а также близкий по структуре муллит.

В природе значительных запасов чистых алюмосиликатов не встречается, поэтому прибегают к их искусственному получению.

Синтетические алюмосиликаты высокой степени чистоты и дисперсности применяются при производстве термостойкой керамики, отбеливающих добавок при производстве фарфоро-фаянсовых изделий, абразивных материалов при обработке поверхностей со средней твердостью, а также наполнителей в пластмассу и резину. Они могут использоваться для получения алюмосиликатных волокон. Текстильные изделия из них, благодаря высоким термическим и изоляционным характеристикам, могут применяться в самых различных отраслях техники и промышленности [5].

Известны различные способы получения алюмосиликатов, как, например, путем термической обработки алюмосиликагеля, осажденного из водных растворов при 800°С [13], путем взаимодействия кремнийорганических и алюминийорганических соединений с дальнейшей термообработкой смеси [6]. Алюмосиликат в виде «усов» получают реакцией паров галогенидов алюминия и кремния при повышенных температурах [11]; алюмосиликат состава $2Al_2O_3 \cdot SiO_2$ получают путем «сжигания» в токе кислорода расплава хлоралюмината натрия $NaAlCl_4$ в присутствии аморфного кремнезема SiO_2 или метасиликата натрия Na_2SiO_3 при температуре 800—1000°С [1, 2, 7, 12].

Нами разработан способ получения алюмосиликата из отходов производства цеха конденсаторной фольги Канакерского алюминиево-

го завода, которые представлены тонкодисперсной гидроокисью алюминия и диатомитовой глины Цовинарского месторождения Армянской ССР.

Гидроокись алюминия. В цехе конденсаторной фольги Каназа в процессе электролитического травления металлического алюминия получают конденсаторную фольгу с развитой поверхностью. Процесс ведут в ваннах объемом 1,5 $м^3$, наполненных раствором NaCl при концентрации 85—95 *г/л*.

Металлический алюминий (анод) в виде фольги толщиной 100 *мкм* и шириной 500 *мм* погружается в ванну и непрерывной лентой проходит между медными пластинами (катод) в растворе со скоростью 80 *см/мин*. Электрохимическое травление происходит под воздействием постоянного тока в ванне. В результате электролиза в ванне образуется хлористый алюминий, который, гидролизуясь в присутствии гидроокиси натрия, образует $Al(OH)_3$ по реакции:

$$AlCl_3 + 3NaOH = Al(OH)_3 + 3NaCl.$$

В ванне поддерживается температура 90°С за счет экзотермической реакции и регулируется автоматически с помощью водяного холодильника. Для интенсификации процесса в раствор добавляют сульфат натрия в количестве 20 *г/л*. Образующаяся гидроокись алюминия размерами частиц 4—6 *мкм* удаляется из ванны в каждые 25—30 минут автоматически. Таким образом, в процессе получения конденсаторной фольги образуются отходы производства в виде тонкодисперсной гидроокиси алюминия, которые и выбрасываются.

Диатомиты. Эти осадочные породы озёрного или морского происхождения состоят из субмикроскопических частиц органического происхождения (диатомитовые водоросли), панцири которых насквозь пропитаны кремнеземом, содержание которого иногда достигает 98%. После вымирания водорослей панцири слагают залежи диатомитов. Обладают большой пористостью, малым объемным весом, абсорбционными и теплоизоляционными свойствами. В нашей республике имеется ряд месторождений диатомитов, обладающих значительными запасами. Это Джрадзорское, Цовинарское, Воротанское, Парбийское и другие. Для экспериментов использовались диатомиты Цовинарского месторождения, химический анализ которых приводим ниже (*вес.* %): SiO_2—83.34; Al_2O_3—4.02; Fe_2O_3—0,54; CaO—0,77; MgO—0,32; $K(Na)_2O$—0,60, влага—4.81; п. п. п. 5,59.

Экспериментальная часть. Тонкодисперсная гидроокись алюминия и разрыхленный диатомит берутся в расчетных количествах для получения алюмосиликата при мольном соотношении окислов $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1$, при этом пульпа гидроокиси алюминия разбавляется водой до Ж : Т = 4 : 1 и тщательно перемешивается до гомогенизации.

Измельчение диатомита также происходит в водной среде при Ж : Т = 4 : 1 в шаровой мельнице до получения гомогенной пульпы. Затем пульпа гидроокиси алюминия смешивается с пульпой диатомита из расчета на сухое вещество 2 : 1 весовых частей соответственно. Обычно

для опытов брали 2 *кг* $Al(OH)_3$ и 1 *кг* диатомита. Смесь тщательно перемешивается в баке до получения однородной пульпы, после чего фильтруется на воронке Бюхнера и сушится в шкафу при 120°С в течение трех часов. Образуется механическая смесь гидроокиси алюминия и диатомита, где между исходными веществами достигается тесный контакт, что благоприятно для быстрого течения твердофазной реакции. Прокаливание смеси при 1250°С в течение 2-х часов для осуществления твердофазной реакции проводятся в шахтной печи марки ШП-1 с постепенным повышением температуры.

При этом протекает реакция:

$$2Al(OH)_3 + SiO_2 = Al_2O_3 \cdot SiO_2 + 3H_2O$$

Регулирование температуры в печи осуществляется автоматически с помощью электронного потенциометра ЭПД-120.

Полученный порошкообразный алюмосиликат снежно белого цвета, по своим кристаллооптическим и рентгеновским данным соответствует силлиманиту состава Al_2SiO_5. Под микроскопом наблюдаются тонкие игольчатые кристаллы размером 10—12 *мкм*. Показатели светопреломления $Ng = 1{,}676$; $Np = 1{,}656$, удельный вес определен пикнометрическим методом и равен 3,24. Химический анализ полученного силлиманита показал содержание окислов (вес. %): SiO_2—37,04; Al_2O_3—62,95. Ниже приводим рентгеновские данные синтетического силлиманита.

Порошковая рентгенограмма синтетического силлиманита (Cu--антикатод, Ni--фильтр)

№№ п/п	I	d/n	№№ п/п	I	d/n
1	6	5,334	12	8	1,674
2	9	3,421	13	7	1,593
3	10	3,369	14	6	1,565
4	7	2,891	15	9	1,517
5	6	2,684	16	6	1,446
6	8	2,542	17	2	1,418
7	4	2,289	18	5	1,396
8	9	2,204	19	6	1,324
9	7	2,112	20	2	1,289
10	6	1,862	21	4	1,270
11	5	1,799	22	4	1,251

Как показывают данные таблицы, все основные линии по интенсивности и по межплоскостным расстояниям соответствуют силлиманиту, приведенному в рентгеновском определителе [10].

Ход твердофазной реакции можно представить следующим образом. Сначала оба реакционноспособных кристалла соприкасаются. При высоких температурах происходит перенос вещества (диффузия) с образованием реакционного слоя, который имеет структурные и стехиометрические несовершенства. Это переходное состояние сохраняется на протяжении всей реакции. С увеличением температуры и продолжительности реакции увеличивается концентрация молекул новообразований и ускоряется диффузионный процесс. В конечном состоянии продукт реакции

находится в сильно неупорядоченном виде, причем сохраняются остатки исходных веществ, которые не прореагировали.

Скорость диффузии зависит также от кристаллографических направлений из-за анизотропии большинства кристаллических веществ. Поэтому коэффициенты диффузии по различным направлениям кристалла различаются.

При протекании твердофазных реакций следует учитывать также природу границы фаз и скорость диффузии через фазы, которая зависит от коэффициентов самодиффузии на поверхности и природы уже образовавшегося на границе фаз продукта реакции.

Для протекания диффузионных процессов и твердофазной реакции большое значение имеет активность реагирующих веществ. Активными твердыми телами называют тела с термодинамически и структурно нестабильными расположениями элементов кристаллической решетки [9]. Активное состояние наступает вследствии сильного увеличения поверхности, высокой концентрации дислокаций и атомных дефектов. Использованные нами гидроокись алюминия и диатомит для получения синтетического алюмосиликата принадлежат к числу таких активных веществ ввиду сильно увеличенной поверхности и высокой концентрации дислокации и атомных дефектов при обезвоживании гидроокиси алюминия и частиц диатомита.

При образовании устойчивой модификации $\alpha-Al_2O_3$ обезвоживание $Al(OH)_3$ проходит через различные структурные состояния, переходные фазы и модификации окиси алюминия, которые являются нестабильными и возникают в интервале температур от 500 до 1200°С. В этом переходном пути и проявляется активность окиси алюминия, способность ее вступить в твердофазную реакцию с кремнеземом, который в свою очередь также претерпевает модификационные изменения при термообработке до 1250°С: превращение β—кварца в α—кварц при 575°С и превращение α—кварца в тридимит при 870°С. Следует отметить, что алюмосиликат не образуется при данной температуре, если в качестве исходных веществ берут $\alpha-Al_2O_3$ и тридимит и появляется только при использовании гидроокиси алюминия и активного диатомита, которые претерпевают модификационные изменения при термообработке и при этом вступают в твердофазную реакцию. Таким образом, в этом случае не просто повышается скорость реакции—реакция становится принципиально возможной только благодаря временной нестабильности кристаллических решеток $Al(OH)_3$ и SiO_2, характеризующихся высокой подвижностью частиц решетки.

Твердофазные реакции имеют большое практическое значение и играют особенно важную роль в керамической промышленности, так как реакции в этом случае проходят путем обменных процессов в твердом веществе, исключительно посредством диффузии.

Синтетический силлиманит нами был использован в массе для изготовления тонкостенной керамики, в качестве отощающего материала (обычно используют кварц полевошпатовый песок). Лабораторные испытания, проведенные совместно с п/о «Армфарфор», дали положительные

результаты. Полученные фарфоро-фаянсовые изделия отличались белизной при сохранении прочностных характеристик.

Применение синтетического силлиманита дает возможность также расширить сырьевую базу производства тонкостенной керамики путем использования высокожелезистых небеложгущихся глин без предварительного обогащения. Белизна черепка фарфоро-фаянсовых изделий достигается путем гетерогенной диффузии ионов железа в кристаллическую решетку силлиманита, что и приводит к уменьшению его концентрации в общей массе [4].

Следует отметить, что в течение десяти лет отходы производства цеха конденсаторной фольги Каназа выбрасывались, а в настоящее время они используются лишь частично при очистке сточных вод в качестве коагулянта. Основная же масса (около 80%) выбрасывается в отвал. А ведь после несложной трехкратной водной промывки от солей натрия и фильтрации пульпы, можно получить высококачественную тонкодисперсную гидроокись алюминия размером частиц 5—6 *мкм*, содержащую следующие примеси: Si—0,01%, Fe—0,003%, Mg—0,01%, K(Na)—0,01%. Полученную гидроокись алюминия легко можно перевести в окись алюминия α—модификации путем прокаливания при 1250°C в течение 2-х часов. Термообработку $Al(OH)_3$ ведут в стандартной туннельной печи с газовым подогревом. Таким образом, после несложных технологических процессов промывки, фильтрации, сушки и прокаливания отходов получим весьма дефицитное и дорогостоящее сырье—тонкодисперсную окись алюминия α-модификации высокой степени чистоты в количестве около 900 *т/год*. Экономическая эффективность от реализации данного предложения очевидна и составит свыше миллиона рублей в год.

В заключение отметим, что внедрение в производство разработанных схем получения гидроокиси алюминия, алюмосиликата и окиси алюминия α—модификации высокой степени чистоты и дисперсности откроет новые перспективы в области комплексного использования отходов алюминиевого производства. Одновременно будет решаться также не менее важный вопрос—охрана окружающей среды от загрязнения.

Выводы

Приведены результаты физико-химических исследований по синтезу алюмосиликата из отходов производства—гидроокиси алюминия и природного сырья—диатомитовой глины методом термообработки при высоких температурах (1250°C) смеси исходных компонентов.

Полученный алюмосиликат высокой степени чистоты и дисперсности представлен синтетическим силлиманитом—Al_2SiO_5, который с успехом применяется в качестве отбеливающего компонента в производстве фарфора и фаянса.

Проведены кристаллооптические и рентгенометрические исследования синтетического силлиманита. Сделана попытка дать объяснение механизму твердофазной реакции.

Показана возможность расширения сырьевой базы производства тонкостенной керамики путем использования высокожелезистых небело-

жгущихся глин, при обязательном присутствии в шихте синтетического силлиманита.

Приведены практические рекомендации по использованию отходов алюминиевого производства, представленные тонкодисперсной гидроокисью алюминия.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 21 XI 1981

ЛИТЕРАТУРА

2. *Асланян К. Г., Елфимов И. И.* Способ получения муллита Авт. свид. СССР, № 421667, 1971.
2. *Асланян К. Г., Елфимов И. И.* Шихта для изготовления муллита и способ его получения. Авт. свид. СССР, № 528288, 1975.
3. *Бетехтин А. Г.* Курс минералогии. Госгеолтехиздат, М., 1965.
4. *Булавин И. А.* Технология фарфорового и фаянсового производства. М., 1975.
5. *Кирролл—Порчинский Ц.* Материалы будущего. М., 1966.
6. *Котов Н. В., Рюмин А. А.* Способ получения алюмосиликатов Авт. свид. СССР, № 610792, 1970.
7. Кристаллический алюмосиликат. Патент Англии, № 1348527, 1971.
8. *Кирносов А. И.* Материалы для полупроводниковых приборов М., 1980
9. *Мейер К.* Физико-химическая кристаллография. Изд. «Металлургия», М., 1972
10. *Михеев В. И.* Рентгенометрический определитель минералов, «Недра», 1965.
11. Синтез силиката алюминия. Патент США, № 3321271, 1967.
12. Способ изготовления кристаллического алюмосиликата Патент Японии, № 45—17901, 1970.
13. *Фюртиг Х., Вольф Ф.* Способ получения алюмосиликатов Патент ГДР, № 347991, 1972.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 59—61, 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 552.3 : 550.84 : 543

К. К. ХАЧАТУРЯН, Ш. Д. САБЕЛАШВИЛИ, М. С. МЕРАБИШВИЛИ, О. М. МДИВНИШВИЛИ

ДИНАМИКА АДСОРБЦИИ ПАРОВ ВОДЫ, БЕНЗОЛА И н-ГЕКСАНА НА ПРИРОДНЫХ И НСІ МОДИФИЦИРОВАННЫХ ФОРМАХ КЛИНОПТИЛОЛИТОВЫХ ПОРОД

Среди природных адсорбентов типа молекулярных сит наибольшее практическое значение имеют высококремнистые цеолиты—клиноптилолиты. В данной работе показано влияние кислотной модификации на сорбционные свойства клиноптилолитовых пород.

Нами проведено исследование трех проб клиноптилолитсодержащей породы Ноемберянского месторождения: пробы 1 (КлН-1), пробы 2 (КлН-2) и цеолит-бентонита (КлН-ЦБ). Объектом сравнения служила клиноптилолитовая порода месторождения Дзегви (уч. Хекордзула, белая разновидность—КлХ-Б).

Отмеченные выше цеолиты изучались как в естественном, так и в модифицированном виде. Для получения модифицированных форм крупку цеолитов (1÷1.25 *мм*) обрабатывали при комнатной температуре соляной кислотой, концентрация которой менялась в пределах 0,5—5 *н*. При этом отношение твердой и жидкой фаз Т : Ж составляло 1 : 10, время обработки—1 час при постоянном взбалтывании. Пробы цеолитов промывали дистиллированной водой до отрицательной реакции на ионы хлора.

Динамика адсорбции паров воды, бензола и *н*-гексана исследовалась на лабораторной установке. Во время проведения исследования оставались постоянными следующие параметры: скорость паро-азотной смеси (1,2 *л/мин·см²*), исходная концентрация паров воды (15,6—16,2 *мг/л*), паров бензола и *н*-гексана (12,4—14,2 *мг/л*), зернение цеолитов (1÷÷1,25 *мм*), длина слоя цеолита (300 *мм*), температура прокаливания цеолита (300°С), температура эксперимента (23—25°С).

При проведении исследования использовали метод измерения выходных кривых. За проскоковую концентрацию принимали значение $C_{пр.}=0{,}05\cdot C_{исх.}$, а за равновесную—$C_{равн.}=0{,}95\cdot C_{исх.}$, где $C_{исх.}$ — исходная концентрация [3].

Для определения концентрации паров адсорбируемых веществ за слоем цеолита использовали метод хроматографического анализа.

Колонка хроматографа ЛХМ-8МД длиной 1000 *мм* и диаметром 3 *мм* была заполнена порапаком Q зернением 80—100 *меш*. Детектор—катарометр. Чистота адсорбатов заранее была проверена хроматографически.

Условия хроматографирования для исследуемых адсорбатов несколько отличались друг от друга. При изучении адсорбции паров воды

температура нагрева колонки хроматографа составляла 110°С, а для C_6H_6 и н-C_6H_{14}—190°С, температура испарителя 150°С (для C_6H_6 и н-C_6H_{14}—225°С), скорость газа носителя (гелия) 30 *мл/мин* (для C_6H_6 и н-C_6H_{14}—50 *мл/мин*), объем вводимой пробы 1 *мл* (для C_6H_6—5 *мл*, для C_6H_{14}—4 *мл*).

В ходе эксперимента для исследуемых нами проб цеолитов были определены: длина зоны массообмена L_0, время работы слоя цеолита до проскока и до полного насыщения динамическая активность a_g, равновесная адсорбция в статических условиях a_s степень использования равновесной активности слоя сорбента η [2, 3].

Полученные динамические характеристики исследуемых цеолитов по парам воды приведены в табл. 1.

Таблица 1

Динамические характеристики природных цеолитов по парам воды при $C_0 = 16{,}05 \pm 0{,}21$ *мг/л*.

Наименование образцов	a_g *мг/см³*	a_s *мг/см³*	η, %	L_0, *см*
КлН–1	88,87	101,37	88,00	13,72
КлН–2	99,80	115,30	86,60	12,60
КлН–ЦБ	67,79	80,66	84,00	25,20
КлХ–Б	127,00	137,00	93,00	4,20

По величине динамической активности по парам воды исследуемые цеолиты в природном виде располагаются в ряд:

КлХ-Б > КлН-2 > КлН-1 > КлН-ЦБ.

Динамическая активность ноемберянских образцов на 21—47% меньше динамической активности выбранного нами стандартного образца КлХ-Б.

Как показывают представленные в табл. 1 данные, для различных образцов одного и того же Ноемберянского месторождения имеет место колебание величин адсорбции. Это указывает на различную степень чистоты клиноптилолитовой породы и находится в хорошем согласии с имеющимися литературными данными [4].

Кислотная (HCl) модификация цеолитов Ноемберянского месторождения неодинаково влияет на величину их динамической активности. Для КлН-1 влияние концентрации HCl на его динамичеокую активность по парам воды можно представить таким образом:

1н HCl > 0,5н HCl > естеств. > 5н HCl.

При обработке КлН-2 и КлН-ЦБ 0,5н HCl их адсорбционная способность улучшается, а при обработке 1н HCl—ухудшается:

0,5н HCl > естеств. > 1н HCl.

По величине динамической активности по парам воды цеолиты Ноемберянского месторождения в водородной форме, полученной их обработкой 0,5 *н* HCl, распологаются в ряд:

КлН-2 > КлН-1 > КлН-ЦБ,

а модифицированные 1н HCl—в ряд:

Клн-1 > КлН-2 > КлН-ЦБ.

На образцах Ноемберянского месторождения была изучена также адсорбция паров бензола и *н*-гексана. На основании полученных экспериментальных данных (табл. 2) для исследуемых цеолитов в естественном виде получена следующая последовательность уменьшения динамической активности по парам бензола и *н*-гексана:

КлН-2 > КлН-1 > КлН-ЦБ.

Таблица 2

Динамические характеристики природных цеолитов по парам бензола при $C_0 = 13{,}81 \pm 0{,}41$ *мг/л* и по парам *н*-гексана при $C_0 = 13{,}77 \pm 0{,}37$ *мг/л*.

Наименование образцов	По парам C_6H_6				По парам $н-C_6H_{14}$			
	a_g, *мг/см³*	a_s, *мг/см³*	η, %	L_0, *см*	a_g, *мг/см³*	a_s, *мг/см³*	η, %	L_0, *см*
КлН—1	4,47	20,01	22.30	89,61	4,32	13,03	33.00	125,33
КлН—2	7,33	17,79	41,20	110.27	4,30	11,16	40,16	137,67
КлН—ЦБ	4,17	11,02	38,00	109,70	4,20	12,57	33,90	165,25

Как видно из приведенных в табл. 2 данных, адсорбция бензола и *н*-гексана на природных цеолитах очень мала; это согласуется с литературными данными [1].

Незначительную адсорбцию бензола и *н*-гексана можно объяснить тем, что адсорбция молекул этих веществ не может происходить в порах цеолитов, так как размер последних мал, и поэтому они адсорбируются в трещинах на внешней поверхности цеолита (на поверхности вторичных пор), а также на примесях.

Известно, что кислотное модифицирование клиноптилолитов приводит к увеличению их адсорбционного объема по парам бензола и *н*-гексана, что, очевидно, связано с развитием внешней поверхности [1].

Таким образом, на основании полученных данных можно заключить, что динамическая активность по парам воды последуемых образцов Ноемберянского месторождения незначительно увеличивается при их обработке 0,5—1 *н* HCl, а дальнейшее увеличение концентрации HCl до 5 *н* приводит к уменьшению адсорбционной способности этих образцов.

Адсорбция бензола и *н*-гексана на природных клиноптилолитовых породах незначительна. Обработка этих образцов растворами 1—5 *н* HCl способствует увеличению их динамической активности.

КИМС

Поступила 8. 1. 1982.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барнабишвили Д. Н.* и др. Сорбционные свойства природных и модифицированных клиноптилолитов месторождений Грузии. В кн. «Клиноптилолит». «Мецниереба», Тбилиси, 1977.
2. Временные технические условия на синтетические цеолиты типов А и Х. № МРТУ—6—01—906—66. Л., 1966.
3. *Кельцев Н. В.* Основы адсорбционной техники. «Химия», М., 1976.
4. *Меерсон Л. А.* и др. Исследование адсорбционных свойств природных цеолитов. В кн. «Клиноптилолит». «Мецниереба», Тбилиси, 1977.

Известия АН Арм ССР. Науки о Земле. XXXV. № 3. 62—66. 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.837.312

Г. М. ПЕТРОСЯН

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА ПОСТОЯННОГО ТОКА ПРИ ПОИСКАХ НЕПРОВОДЯЩИХ ТЕЛ

Традиционными задачами применения методов подземной электроразведки на постоянном токе являются обнаружение проводящих рудных тел и корреляция рудных пересечений, принадлежащих проводящим рудным телам. Ими являются чаще всего сульфидные, полиметаллические, медноколчеданные тела, а также рудоконтролирующие тектонические нарушения, выполненные влажным глинистым материалом и потому являющиеся хорошопроводящими объектами [2].

Однако, непроводящие рудные объекты, в первую очередь кварцевые жилы, а также карбонатные жилы и дайки различного состава, развитые на рудных месторождениях, практически не рассматриваются как объекты применения методов подземной электроразведки на постоянном токе. Между тем поиски непроводящих тел на стадиях поисков и разведки рудных месторождений приобретают все большую значимость и актуальность.

С целью изучения электрического поля точечного источника тока, заземленного на дневной поверхности, в подземной горной выработке в присутствии непроводящего вытянутого объекта, нами проведены экспериментальные исследования (совместно с А. В. Манукяном). Физическая основа эксперимента — искажение нормального поля точечного источника (ТИ) в присутствии диэлектрика. В бак, заполненный увлажненным кварцевым песком с $\rho = 400$ *ом.м*, поместили пластинку из оргстекла, смоделировали «рельеф» и «штольню» (рис. 1). Положение ТИ оставалось неизменным, приемный электрод *N* установили у устья «штольни», а другой приемный электрод *M* перемещали с шагом 5 *см* по «штольне» при трех положениях пластинки. Сопоставление экспериментальных графиков 1, 2 и 3 с графиком *U/I* в отсутствии пласта показало, что значения потенциала в присутствии пласта в интервале наблюдений за ним значительно слабее, чем без пласта. Эта закономерная картина является следствием искажения нормального для данной среды поля ТИ присутствием высокоомного экрана, расположенного между ТИ и профилем наблюдений. В соответствии с формулой $E = j/\gamma$, где E — напряженность электрического поля, j — плотность тока, а γ — электропроводность, уменьшение плотности тока в пространстве за экраном, включая и профиль наблюдений, приводит к аномальному ослаблению напряженности электрического поля. При положении 3 на графике 3 появляется минимум, ширина которого соответствует ширине пласта, с двусто-

ронними максимумами за пределами проекции пласта на профиль наблюдений («штольню»).

Для выяснения возможностей практического использования подземной электроразведки на постоянном токе с целью выявления непроводящих тел в околовыработочном пространстве, на некоторых месторождениях южной Армении проведены нами опытно-методические работы.

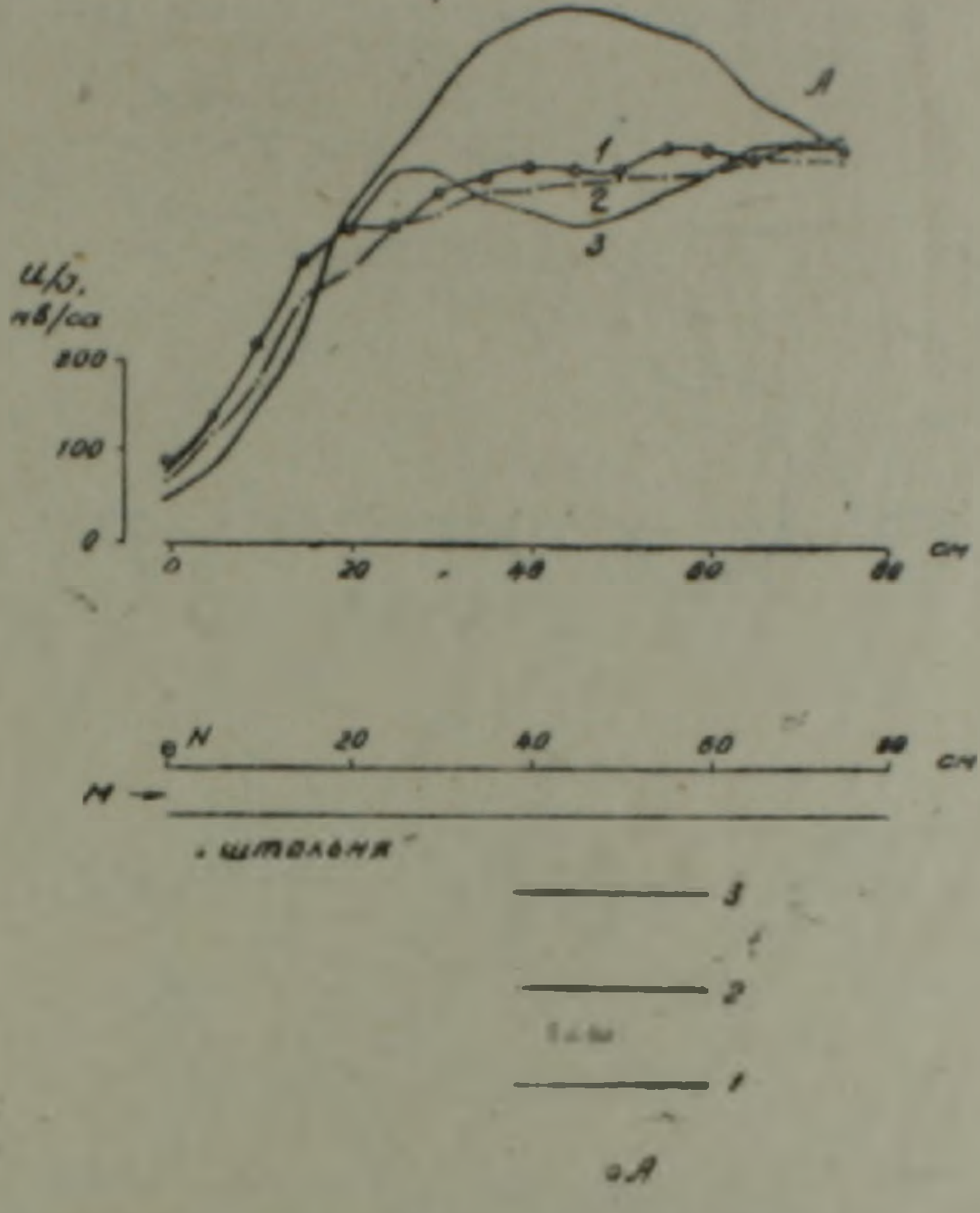

Рис. 1. Экспериментальные графики потенциала от точечного источника А, снятые в «штольне» без пласта (график А) и в присутствии ограниченного по размерам пласта-диэлектрика при положениях поочередно 1, 2, 3

Приводим результаты работ по Мазринскому рудопроявлению и Тертерасарскому месторождению. В первом случае искомым объектом являлась кварцевая жила с сульфидной минерализацией, благодаря которой есть основа комплексирования методов ВП и ЕП с методом точечного источника и комплексной интерпретации данных наземно-рудничных исследований. Во втором случае искомая кварцевая жила почти не содержит электронопроводящих минералов и поэтому применялся только метод точечного источника. В обоих случаях часть искомого объекта вскрыта подземной горной выработкой и доступна для детального изучения.

На Мазринском рудопроявлении штольней № 1 с устья вскрыта и прослежена до 240-го метра ствола кварц-сульфидная жила, смещенная тектоническим нарушением, которое подсечено в интервале 240—343 м. Жила мощностью 0,3—0,8 м имеет близвертикальное падение, четкие

контакты с вмещающими порфиритами. Поиски в околовыработочном пространстве штольни отброшенной «слепой» части жилы предварены профилированием ВП по стволу выработки установками срединного и горизонтального градиента, а также съемкой потенциалов ЕП. Аномалии ВП и ЕП по всему профилю наблюдений (интервал 150—320 м ствола), который охватывал как рудную, так и безрудную части выработки, свидетельствуют о наличии рудного тела в околовыработочном пространстве. Затем проведена азимутальная съемка (рис. 2) методом

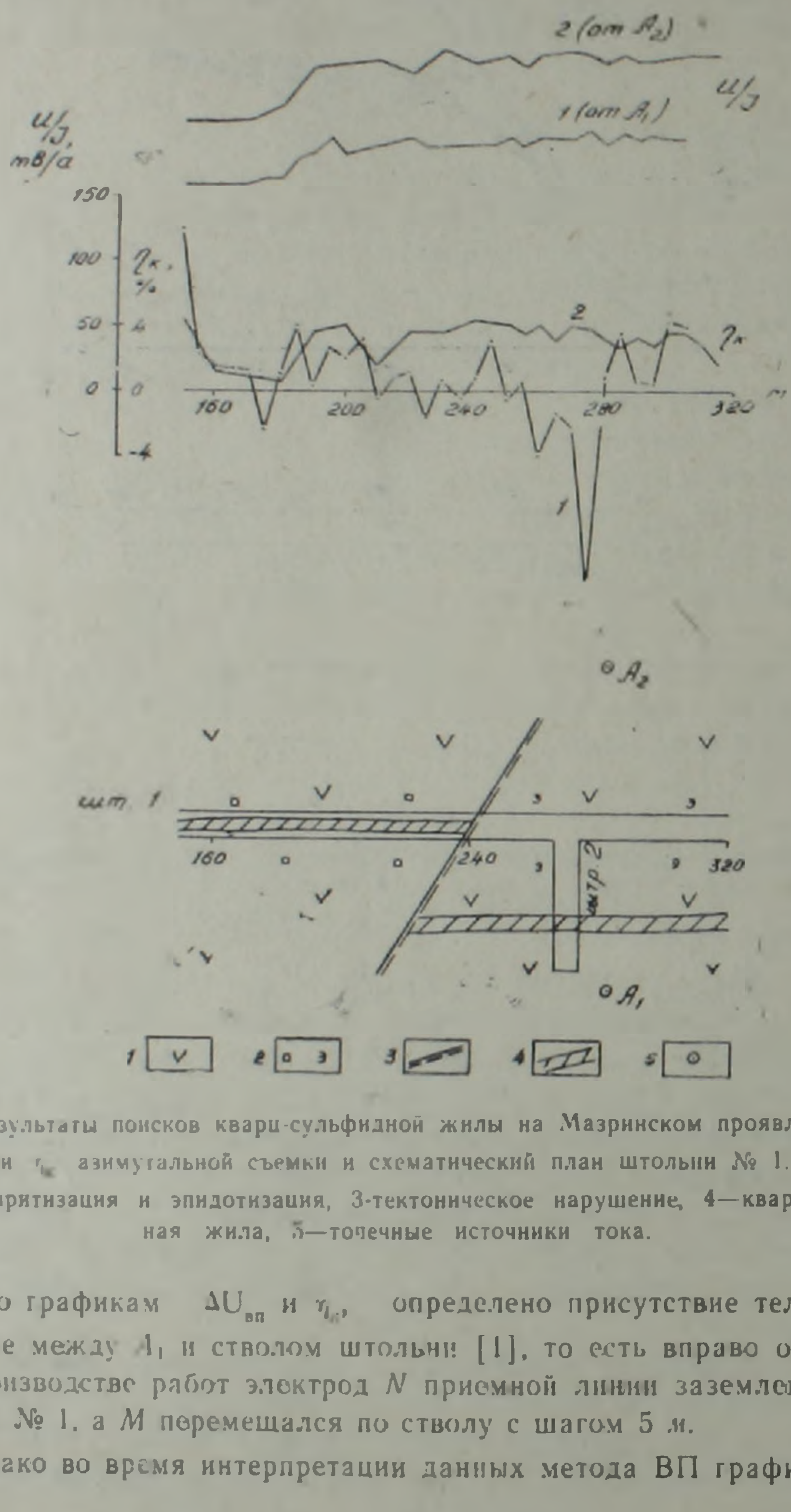

Рис. 2. Результаты поисков кварц-сульфидной жилы на Мазринском проявлении. Графики U/I и $\eta_к$ азимутальной съемки и схематический план штольни № 1. 1—порфириты, 2-пиритизация и эпидотизация, 3-тектоническое нарушение, 4—кварц-сульфидная жила, 5—точечные источники тока.

ВП, и по графикам $\Delta U_{вп}$ и $\eta_к$, определено присутствие тела в пространстве между A_1 и стволом штольни [1], то есть вправо от ствола. При производстве работ электрод *N* приемной линии заземлен в устье штольни № 1, а *M* перемещался по стволу с шагом 5 м.

Однако во время интерпретации данных метода ВП график $\Delta U_{пр}$

практически не используется. Между тем, во время работ по азимутальной схеме с питающими линиями A_1B_- и A_2B_- наблюдается несовпадение практических графиков потенциала от A_1 и A_2 при одинаковом удалении источников от точек наблюдений. График U/I от A_1 характеризуется меньшими значениями, чем от A_2. В данном случае сказывается экранирующее влияние непроводящей кварцевой жилы, приводящее к

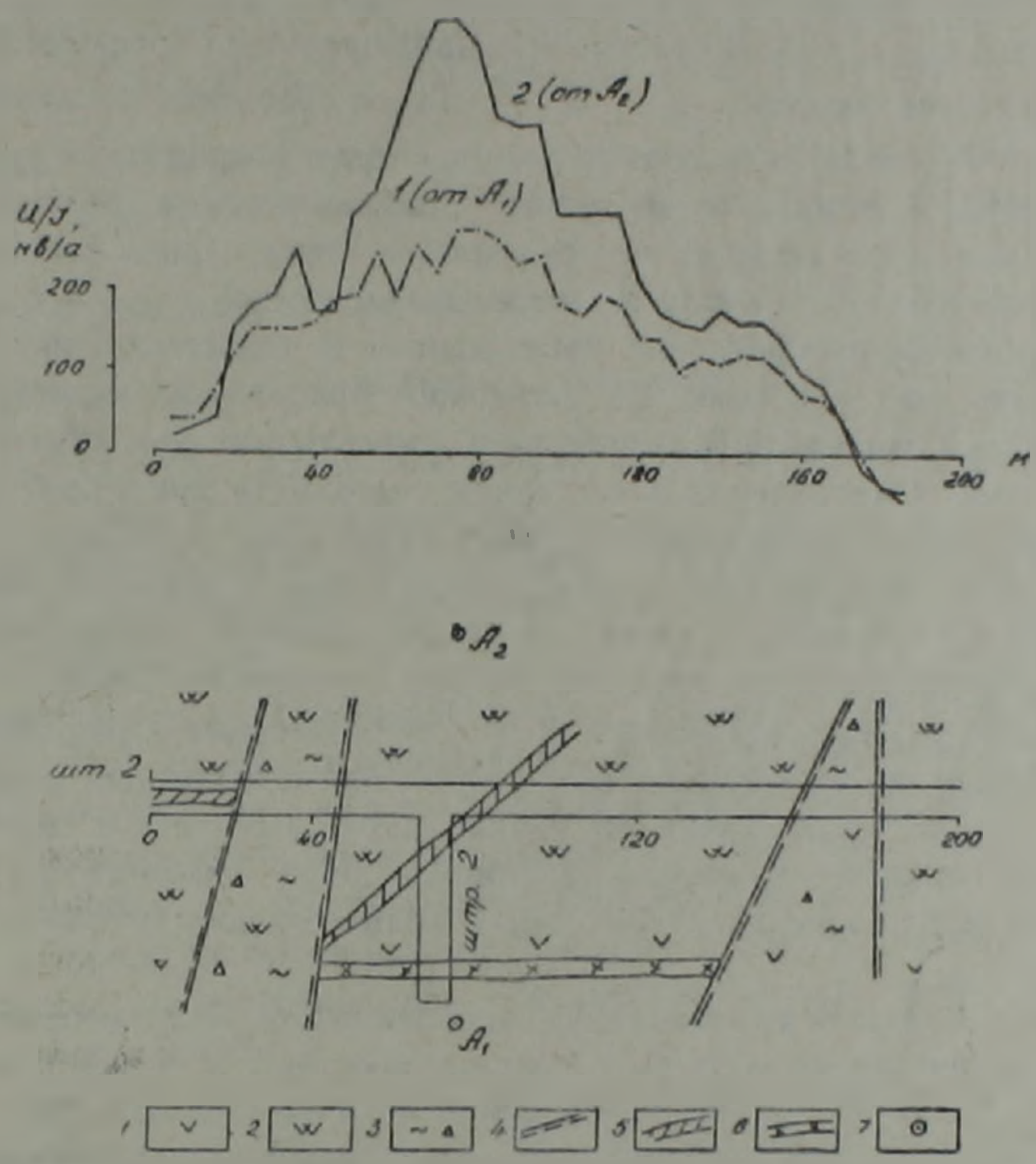

Рис. 3. Результаты работ на Тертерасарском месторождении. Графики U/I и схематический план штольни № 2. 1—порфириты, 2—кварциты измененные, 3—гидротермальная измененность, 4—тектонические трещины, 5—4-я жила, 6—кварцевая жила, 7—точечные источники тока.

уменьшению напряженности поля E аналогично картине, полученной во время модельных работ (рис. 1). Аномальная напряженность первичного поля, таким образом, является самостоятельным признаком поисков кварцевых жил и других высокоомных объектов, независимо от наличия электроннопроводящих минералов и использования методов ВП и ЕП. Добавим, что штрек № 2, пройденный для проверки аномалии по нашей рекомендации, вскрыл искомую часть кварц-сульфидной жилы на 27-м метре. Следует отметить, что вскрытая штреком жила могла быть апофизой или самостоятельным объектом.

На Тертерасарском месторождении решалась та же задача—опоискование околовыработочного пространства штольни № 2 (рис. 3) для

обнаружения отброшенной разломом части 4-ой кварцевой жилы, вокрытой стволом штольни № 2 с устья и до 22-го метра. Здесь в условиях пересеченного, каменистого рельефа места заземлений питающих электродов тщательно выбирались, и пришлось электроды A_1 и A_2 заземлить на неодинаковом расстоянии от ствола штольни № 2, поэтому непосредственно сравнить графики потенциала от A_1 и A_2 неправомерно. Здесь также электрод N заземлен в устье, а M перемещался по стволу с шагом 5 м. Путем построения теоретических графиков распределения потенциала от A_1 и A_2 и сравнения с наблюденными графиками исключается влияние неравенства r_{A_1} и r_{A_2}. Такое сравнение показывает, что график от A_2 близок к теоретическому с учетом погрешности рудничных наблюдений, а график от A_1 является аномальным в интервале 40—110 м. Аномальное ослабление объясняется присутствием высокоомного экранирующего тела между A_1 и стволом штольни.

Совместное рассмотрение наблюденной и теоретической графиков необходимо еще и потому, что возможно присутствие экранирующего тела за A_2, а это могло бы привести к аномальному увеличению потенциала от A_2. Описанные работы лучше выполнять при нескольких положениях точечных источников, с постепенным их удалением от измерительной выработки с тем, чтобы искомый объект оказался между выработкой и питающим заземлением. Если удается приближенно определить местонахождение объекта, то при заземлении ТИ по ту и другую сторону от тела поблизости от него наблюденные в выработке графики потенциала отражают резкое увеличение и, наоборот, уменьшение напряженности поля. Такая методика работ позволяет с достаточной степенью точности определить местонахождение искомого тела и его удаленность от выработки, тем самым количественно истолковать данные.

Согласно нашей рекомендации, пройден штрек № 2, который вскрыл на 13-м метре искомую часть 4-й жилы, прослеженной затем квершлагом, а также другую кварцевую жилу на 40-м метре.

Таким образом, совместный анализ результатов рудничных работ, экспериментальных данных и теоретических расчетов показал принципиальную возможность обнаружения непроводящих тел в околовыработочном пространстве, используя поле точечного источника тока. Расширяются возможности применения подземной электроразведки и область решаемых геологических задач.

Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 2. III. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Комаров В. А.* Электроразведка методом вызванной поляризации. «Недра» Л., 1980.
2. *Шатров Б. Б., Фокин А. Ф.* Скважинная электроразведка постоянным (низкочастотным) током. В сб. «Скважинная рудная геофизика», «Недра», Л., 1971.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 67—69, 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК: 550.835.41

Л. С. СМБАТЯН, К. М. САРАФЯН, С. Г. АСЛИБЕКЯН

ВОЗМОЖНОСТИ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НА РАСТВОРАХ И КАТОЛИТАХ

Одним из основных критериев, определяющих возможности рентгенорадиометрического анализа (РРА), является чувствительность метода.

В практике ядерно-геофизических исследований для оценки чувствительности обычно используют параметр $U = \frac{\Delta M}{M}$ — контрастность, где M_0—фон на пустой породе, $\Delta M = M - M_0$—превышение сигнала над фоном—полезный сигнал.

В РРА полезный сигнал определяется интенсивностью характеристического рентгеновского излучения, а фон—рассеянным гамма—излучением источника.

Наибольшую контрастность можно обеспечить, сведя до минимума фон на пустой породе и максимально повысив приращение полезного сигнала с нарастанием концентрации определяемого элемента.

В длинноволновой области спектра, т. е. при определении присутствия элементов с $Z < 50$, проведение РРА на образцах и пробах горных пород с серийно выпускаемой аппаратурой в силу известных факторов, влияющих на качество анализа, обеспечивает порог чувствительности порядка 0,02—0,01%.

В этой области, охватывающей ряд таких практически интересующих элементов, как *Cu, Mo, Fe, Zn* и др., заслуживает внимания РРА на растворах (истинные растворы) и католитах—результат процесса накопления ионов металлов в серно- или азотнокислую среду при электрохимических реакциях на рудосодержащих породах.

Анализируя возможности реализации РРА на растворах-католитах при измерении в геометрии прямой видимости с источниками гамма-квантов малой энергии, можно отметить следующие преимущества метода в такой постановке.

1. Идеально ровная поверхность плоскости раздела при жестко постоянной для всех анализируемых проб геометрии установки—производство измерений в строго идентичных условиях.

2. Весьма постоянная по составу вмещающая среда.

3. Равномерное распределение определяемого элемента по всему объему пробы на молекулярно-ионном уровне.

4. Вмещающая среда содержит элементы с малыми атомными номерами, а применяемый источник низких энергий. Отсюда—благоприят-

ное соотношение атомных номеров элементов среды и энергии источника, способствующее снижению фона рассеянного гамма-излучения источника.

5. Незначительные массовые коэффициенты поглощения—$\bar{\mu}$ элементов, входящих в состав вмещающей среды, и, следовательно, регистрация детектором в основном характеристического рентгеновского излучения, поступающего от определяемого элемента в силу высоких значений массового фотопоглощения на его ионах-молекулах.

Таблица 1

Массовые коэффициенты поглощения при использовании источника гамма-квантов энергий 24,8 *кэв*.

Элементы, входящие и могущие войти в состав вмещающей среды	$\bar{\mu}$	Определяемые элементы	$\bar{\mu}$
Водород	0,4	Серебро	10,0
Азот	0,395	Железо	14,1
Кислород	0,508	Медь	18,6
Алюминий	1,82	Цинк	20,6
Кремний	2,25	Молибден	49,0
Сера	3,45		

6. Возможность исключения маскирующего влияния других присутствующих элементов, близких по аналитической линии к определяемому элементу, путем их осаждения с помощью несложных химических реакций.

Опытные работы, поставленные с целью выявления возможностей РРА на растворах-католитах с серийной аппаратурой типа «Гагара», с пропорциональным счетчиком СИ6Р и источником гамма-квантов Cd^{109} *е*—22,5 *кэв*, активностью 8 *мк*, дали следующие результаты:

а) Величина фона рассеянного гамма-излучения в *имп/мин* на алюминий и 2Н раствора азотной кислоты.

Средние значения по многократным наблюдениям в 4 цикла:

Al	HNO_3	Снижение фона в %
3475	2510	33,5
3522	2560	34
3480	2506	34
3542	2561	35

б) Значения среднеквадратичного отклонения и относительной погрешности замеров на 2*Н* растворе азотной кислоты составили: σ—62 *имп/мин*, ε—2%.

в) Из графика градуировки, снятой на растворах медного купороса с заданным содержанием меди от $1 \cdot 10^{-2}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ %, следует, что нижний порог чувствительности составляет $3{,}5 \cdot 10^{-4}$ % при довольно линейном характере зависимости интенсивности характеристического излучения от концентрации определяемого элемента в этом диапазоне содержаний (рис. 1).

Полученные данные указывают, что метод РРА может быть применен как экспресс-анализ при некоторых специальных геохимичеоких и электрогеохимических опробованиях (ЧИМ), вполне удовлетворяя не-

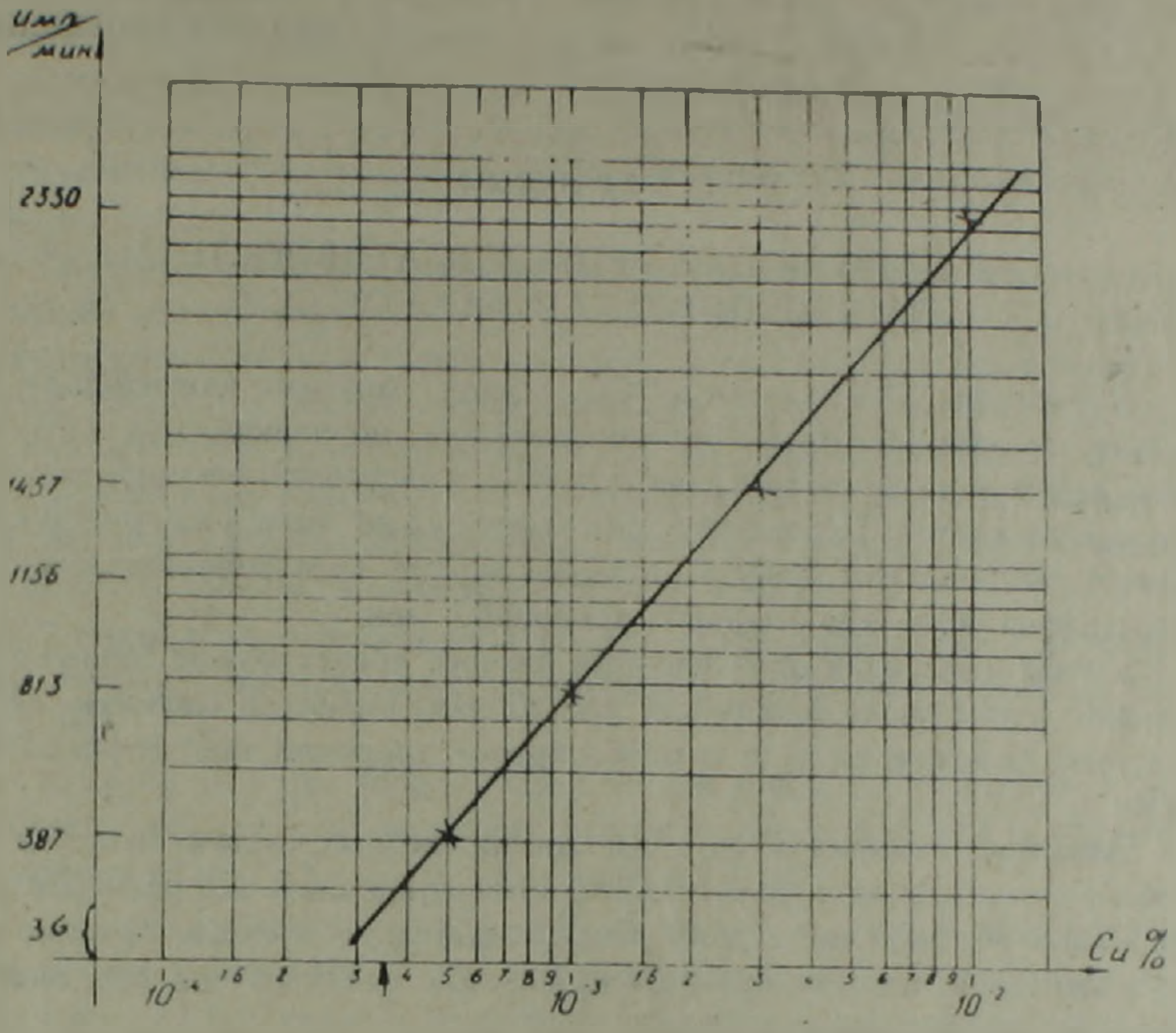

Рис. 1 График зависимости интенсивности характеристического излучения от содержания меди.

обходимой точности измерений. В настоящее время ведутся экоперимен-тальные работы для выяснения возможностей метода на определение присутствия в католитах ионов молибдена, цинка, серебра, свинца.

Управление геологии Армянской ССР

Поступила 15. V. 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Леман Е. П.* Рентгенорадиометрический метод опробования месторождений цветных и редких металлов «Недра», Л., 1973.
2. *Логинов Н. Я. Воскресенский А. Г., Соладкин И. С.* Аналитическая химия, «Просвещение», М., 1979
3. *Очкур А. П. Воскресенский А. Г., Солодкин И. С.* Гамма-методы в рудной геологии. «Недра», Л., 1976.

Известия АН Арм ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 70—77, 1982

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 911.2,911.9;502.7

Г. Б. ГРИГОРЯН

ЛАНДШАФТНАЯ РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТЬ ЗАПОВЕДНИКОВ АРМЯНСКОЙ ССР

В решениях XXVI съезда КПСС, наряду с другими важнейшими задачами по организации народного хозяйства, подчеркивается актуальность проведения природоохранных работ, в частности, расширения сети заповедных систем. Проведение этих работ нужно вести в научно-обоснованном региональном аспекте, включая в сеть заповедования эталоны ландшафтов всех характерных природных зон.

В этом отношении определенный интерес представляют горные территории, в том числе Армянская республика, имеющая сложную ландшафтную дифференциацию и многообразие природно-ландшафтных систем.

Основным принципом организации заповедных систем является то, чтобы в сети природоохраняемых объектов отражалось все разнообразие природных образований страны. Отсюда вытекает основное правило заповедного дела, которое именуют принципом ландшафтной репрезентативности охраняемых объектов.

В нашей стране заповедные формы природоохраняемых систем призваны сохранить типичные, уникальные уголки природы, имеющие прежде всего высокое научно-познавательное значение. Подобные участки природы представляют собой территории с реликтовыми элементами или ареалами ценнейших пород растений, видов животных, ценными памятниками неживой природы, созданными за прошлые периоды геологического развития Земли, природно-территориальные комплексы, отражающие все черты природы крупных регионов, исторические памятные места, священные для народов и т. п. Все подобные территории изъяты из непосредственного хозяйственного использования и охраняются в природной обстановке, способствуя их естественному возобновлению и развитию.

В последнее время особое значение приобретает охрана природных ландшафтных геокомплексов, как эталонов крупных региональных единиц.

Не отрицая в принципе целесообразности первоочередного заповедования ненарушенных природных комплексов, которые должны служить эталонами природных ценозов, считаем вполне оправданным и необходимым заповедование также ландшафтных комплексов, частично трансформированных человеком, которые в перспективе должны смениться коренными ценозами. В таких антропогенных ландшафтах тоже следует воздержаться от мер содействия возобновлению биокомпонентов, от их

реконструкции и ухода, создания культур и пр. Это позволит проследить естественные сукцессии растительности и сопоставить наблюдения с аналогичными процессами в соседних регионах, на различных опытных станциях, где применяются различные меры содействия восстановлению биострома. Иначе говоря, включение в сеть заповедования нарушенных или же антропогенных ландшафтных комплексов не самоцель. Это тоже эталонизирование, в данном случае они представляют собой эталоны трансформированных ландшафтов, характеризующих современный лик страны.

Обеспечение репрезентативности заповедного фонда связано с определением отличительных черт и существенных особенностей ландшафтных структур. Площадь заповедных территорий должна быть в таких размерах, чтобы она обеспечивала возможность самовосстановления охраняемых объектов. Иначе говоря, сохранение любых компонентов ландшафта неотрывно связано с необходимостью сохранения для них определенных черт среды--условий существования, отсюда и необходимость охраны ландшафта в целом—охрана экосистем.

В связи с тем, что основной формой охраны природных ландшафтов являются заповедники, ниже рассматриваются научные основы их организации.

Заметим, что эти вопросы пока что не решены. Отсутствует единое мнение даже среди специалистов. Помимо этого, точки зрения географов несколько отличаются от естественников [3, 4].

Следует отметить, что несмотря на то, что природоохранное устройство заповедников есть задача географическая, они первоначально были созданы для сохранения отдельных видов животных и растений, и географы почти не принимали участия в их организации.

Как показал опыт организации заповедного хозяйства, сохранить природу заповедных объектов удается лишь при условии сохранения природных комплексов, компонентами или же структурными единицами которых являются живые организмы.

В условиях горных стран организация любых форм заповедных систем должна базироваться на ландшафтоведческой основе территории.

В горных странах по степени завершенности и самостоятельности внутреннего оборота вещества и энергии различают три категории природных ландшафтов: автономные, формирующиеся преимущественно на плакорных условиях; транзитные, существующие в значительной степени за счет перехвата миграционных веществ, расположенных на склонах, и аккумулятивные, использующие накапливающиеся в них вещества и расположенные в межгорных равнинах. Возможности и пути сохранения геокомплексов, относящихся к перечисленным группам, во многом различны. Каждый имеет свою определенную особенность ведения заповедного хозяйства, направленную на сохранение механизма внутреннего оборота охраняемых экосистем.

Научно-обоснованное определение размеров площади заповедников требует полного охвата элементов местного ландшафта, обеспечиваю-

щих их реальную независимость от окружающих территорий. В условиях горных стран осуществление подобного возможно лишь при охране всего ряда парадинамических комплексов, всего высотно-поясного спектра местных ландшафтов. Иначе говоря, границы горных заповедников должны проводиться только по водоразделам, стремясь к тому, чтобы заповедник был расположен в пределах одного речного бассейна.

Таким образом, при выборе заповедной формы природно-охраняемых учреждений, необходимо серьезное изучение структуры и особенностей функционирования местных природно-территориальных комплексов, для чего требуется составление продуманной программы исследований, направленной на разрешение срочных проблем, необходимых для разработки генерального плана научной и производственной деятельности заповедников.

Итогами таких исследований должны стать научно обоснованные планы управления природой заповедника, предусматривающие схемы единовременных и длительных мероприятий, способствующих сохранению природных экосистем. Подобные работы важны, в связи с необходимостью сохранения эталонов природной среды, без которых трудно организовать работы по мониторингу окружающей среды и биосферы в целом.

Если рассмотреть вопросы организации заповедности территории с экологическим подходом, то природоохранное устройство заповедников, а также заказников является ландшафтоведческой задачей. Она должна решаться на основе детальной инвентаризации ландшафтных геокомплексов всех рангов, с соответствующим ресурсно-ландшафтным анализом: детальной характеристикой и картографическим моделированием их пространственных структур, составлением карт отдельных компонентов, карт распространения ценных памятников, реликтовых и эндемичных объектов, исчезающих видов, ландшафтных элементов эталонов и пр. Наиболее важно установить степень автономности функционирования природоохраняемых экосистем.

Ландшафтный подход позволяет выделить природные объекты в собственной экологической среде, как залог успеха природоохраняемых работ. В частности, ландшафтчый подход указывает на необходимость организации заповедников и заказников различного типа функционирования. Работы подобного рода в Армянской республике не проводились.

Ниже вкратце рассмотрим заповедные системы Армянской ССР и их ландшафтную интерпретацию.

С 1958 г. на территории республики организованы три заповедника —Дилижанский, Хосровский и Шикахохский (рис. 1). Они должны были характеризовать ландшафты крупных физико-географических регионов республики, в частности: Дилижанский—Сомхето-Мравской подпровинции, Шикахохский—Карабахо-Зангезурской подпровинции (Малокавказская провинция), Хосровский— переходной зоны от Араратской к Нахичеванской подпровинции (Араксинская провинция). Как видим, кроме Ширака, все крупные регионы республики представлены в запо-

ведной системе, т. е. места и ландшафтные структуры для целей заповедования выбраны научно-обоснованно [1].

Вместе с тем, вследствие отсутствия опыта имеются серьезные недостатки в организационных работах заповедных систем республики. Так, территория заповедников не целостна, в ней много поселений, которые мешают рациональной организации охраны. В пределах заповед-

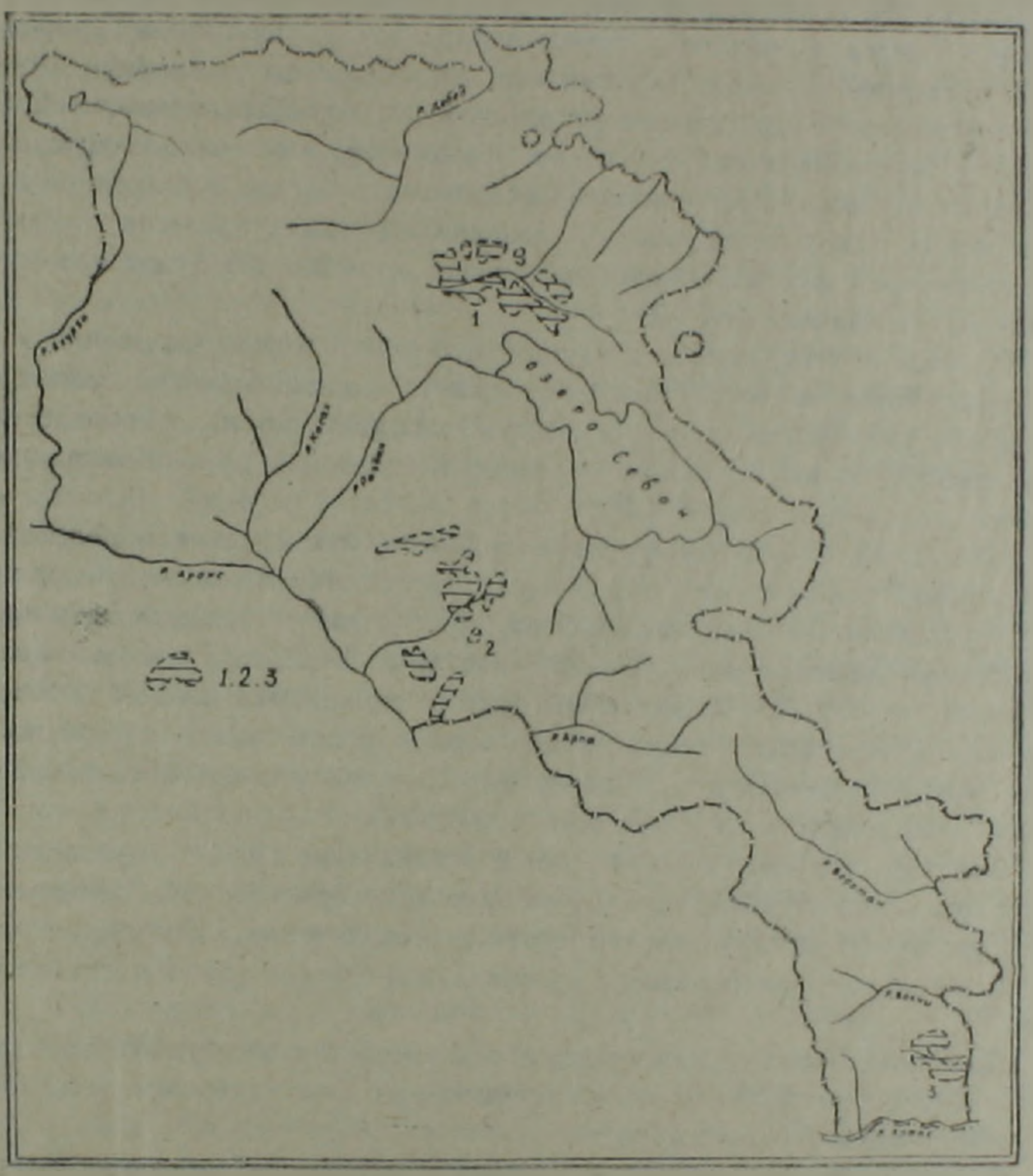

Рис. 1. Существующие заповедники Армянской ССР. 1—Хосровский, 2—Дилижанский, 3—Шикахохский.

ников часть территории принадлежит совхозам и колхозам, где совершенно отсутствуют надзор и охрана, проводится пастьба скота, рубка леса, сбор семян и пр., которые приносят ущерб соседним участкам заповедника. Заповедный режим распространен только на территории, имеющей лесной покров, а выше и ниже лесного пояса, а также лесные поляны принадлежат другим хозяйствам. Такая постановка в условиях горного рельефа не может гарантировать комплексную охрану одного

пояса, в данном случае лесного. Кроме того,. охраняемые животные для своего существования требуют не только лесного пространства, в особенности летом они должны обитать в высокогорных лугах.

В Дилижанском заповеднике в последние годы были построены асфальтированные дороги, ведущие к самым девственным уголкам—очагам размножения диких животных, неповторимым памятникам природы. Почти все природные уголки заповедников «открыты» перед туристами и неорганизованными посетителями. Такие уникальные природно-ландшафтные урочища, какими являются верховья р. Агарцин и окрестность озера Парз-лич, превратились в так называемое «веселище». Руководство заповедника бессильно перед этим, так как некоторые должностные лица, продолжают рассматривать заповедник как обычный лесхоз. Такое отношение к заповедникам может привести к отрицательным результатам и через несколько лет мало что будет напоминать здесь о заповеднике [2].

На наш взгляд, наиболее важной и срочной мерой улучшения заповедного дела является уточнение границ—приуроченность заповедников к естественным границам местных ландшафтов, т. е. проведение мероприятий по консолидации территорий, позволяющих организацию охраны целостных систем [2].

Исходя из эталонных функций заповедников, следует определить минимально допустимые параметры территорий, соответствующие таким участкам местных ландшафтов, которые могут существовать как саморегулирующиеся экологические системы. Указать точные параметры какого-либо заповедника мы пока не можем. Их следует обосновать путем непосредственного стационарного исследования. Но то, что они должны включить в себя целостные системы местных парадинамических ландшафтов—не подлежит сомнению.

Заметим, что выбор территории и ограничение границ заповедников—это задача научная, а не задача проектных организаций. Такие вопросы решаются на ландшафтно-географической основе, с проведением функционального зонирования и организацией строго охраняемых объектов.

Для выполнения поставленных перед заповедниками республики задач, следует пересмотреть как их территориальную приуроченность, так и функциональную деятельность.

В частности, необходимо урегулировать границы Хоровского заповедника, включая в него весь бассейн р. Хосров с ее притоками—до водораздела Гегамского хребта и Гидасарского массива. Что касается заповедных участков на склоне Уриского хребта и в бассейне р. Аращо, то целесообразнее их статус переименовать—как геоботанические резерваты. В природоохраняемом отношении особую трудность представляет Дилижанский заповедник. Наличие здесь г. Дилижана и других населенных пунктов делают невозможным осуществление заповедного режима. Дилижан и его окрестности были и остаются рекреационной зоной. Вероятнее всего это природный парк, а не заповедник. Поэтому следует думать об организации небольшого заповедного очага, который сможет в себе эталонизировать ландшафты Сомхето-Мравской провинции, (т. е.

северо-восточных регионов республики). На наш взгляд, такой ландшафт с уникальными биокомпонентами, с реликтовыми образованиями (тиссовники) имеется в бассейне р. Киранц (Иджеванский район). Примечательно еще то обстоятельство, что здесь на всем бассейне (около 20 000 *га*) отсутствуют населенные пункты, сельскохозяйственные угодья и животноводческие фермы. А между тем, здесь прекрасно представлены буковые леса с высокой продуктивностью и различными эдафическими условиями, причудливыми формами рельефа и высокотравными субальпийскими лугами с криволесьем. Что касается ценных ландшафтных образований Дилижанского заповедника тиссовники Агнабатского ущелья, Полатских дубрав и пр., то их следует выделить как природные памятники или же ботанические резерваты, охрана которых приближается к статусу заповедника.

Заметим, что почти все заповедники республики организованы с целью охраны лесных эталонных ландшафтов (влажных, умеренно-влажных и засушливых). А ведь Армянское нагорье—основная часть территории республики, характеризуется вулканическими степями и высокогорными лугами. Настало время, чтобы небольшие участки этих эталонных ландшафтов между стыковой зоной Араратской и Ширакской провинций были объявлены заповедниками.

Нам кажется, имеются все основания для создания небольшого, но оригинального, неповторимого в Союзе, высокогорного заповедника в вершинной части Арагаца, вокруг озера Кари, на основании действующего заказника альпийских ковров. Этому будут благоприятно содействовать имеющиеся здесь биогеоценотическая и метеорологическая станции, позволяющие всесторонне организовать научно-исследовательские работы. Площадь такого заповедника, находящегося в условиях автономно-элювиальных ландшафтов, может быть не больше 1000 *га* и никак не отразится на хозяйственном использовании указанной территории. А научная общественность республики и Союза будет иметь превосходный научный стационар для системного изучения высокогорных экосистем.

На наш взгляд, небольшой вулканический степной заповедник (1000—3000 *га*) может быть организован в бассейне озера Севан, на северных склонах Гегамского вулканического массива с «лунными ландшафтами»—чингиловыми степями. Такая сеть государственных заповедников с многочисленными резерватами позволит осуществить охрану эталонных ландшафтных систем и организовать мониторинг природной среды в пределах республики.

Схема рекомендуемых (а также реорганизуемых) заповедников Армянской ССР приводится на рис. 2.

Помимо разработки научно обоснованной схемы размещения заповедников, на ландшафтной основе следует организовать также комплекс мероприятий по охране и восстановлению природных ресурсов и других природоохраняемых форм. Как уже отмечалось, в заповедниках Армении научные исследования ведутся односторонне, что противоречит теории современного естествознания, принимающего комплексный системный подход в изучении природных образований.

Научно-исследовательские работы в пределах заповедников следует организовать с ландшафтно-экологическим аспектом, а объектом исследований должен быть местный ландшафт в своих природно-географи-

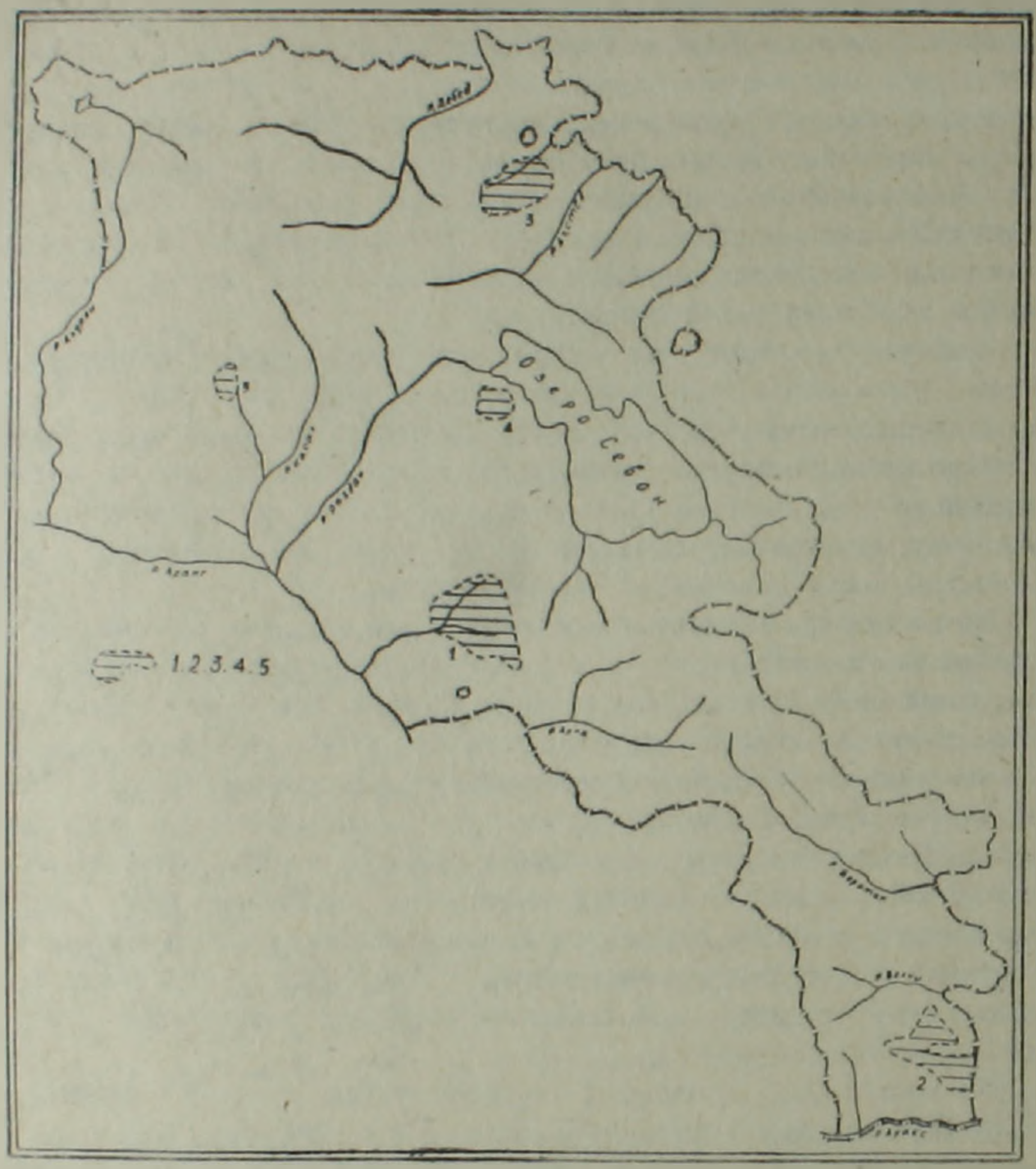

Рис 2. Рекомендуемые и реконструированные заповедники Армянской ССР. 1—Хосровский, 2—Шикахохский, 3—Кираниский, 4—Ераблурский, 5—Арагацкий.

ческих границах. При таком подходе заповедники станут настоящими комплексными физико-географическими и биологическим стационарами для системных исследований природы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 23. VI 1981.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Григорян Г. Б., Чилингарян А. А.* Заповедники Армянской ССР и их дальнейшее развитие. Мат. XXIV ВГК, Сб. «Человек и среда», 1976.
2. *Григорян Г. Б.* Дилижанский заповедник. Изд. «Айастан», Ереван 1978.
3. *Исаков Ю. А.* Научные основы сохранения природных экосистем в заповедниках. Известия АН СССР, сер. геогр., № 3, 1975.
4. *Милькина Л. И.* Географические основы заповедного дела. Известия ВГО, № 6, 1976.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 78—83, 1982

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ «ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ УМЕРЕННОЙ ЗОНЫ»

В Польше с 22 по 28 сентября 1981 г. Евросибирской подкомиссией голоценовой комиссии ИНКВА (Международный Союз по изучению четвертичного периода) был организован Международный симпозиум на тему «Палеогидрология умеренной зоны» с экскурсиями по Центральной Польше и Померании, в рамках проекта № 158 Международной программы геологической корреляции (МПГК).

Непосредственными организаторами симпозиума явились Институт географии Познаньского университета им. Адама Мицкевича (руководитель Ст. Козарский, S. Kozarski) и Институт географии ПАН в Кракове (руководитель Л. Старкель, L. Starkel). В симпозиуме приняли участие 71 человек из 17 стран: Австрии, Англии, Бельгии, Венгрии, ГДР, Дании, Нидерланд, Польши, США, СССР, Финляндии, Франции, ФРГ, Чехословакии, Швейцарии, Швеции, Шотландии. От Советского Союза в качестве гостей организаторов симпозиума участвовали заведующий отделом палеогеографии Института географии АН СССР А. А. Величко, старший научный сотрудник этого же отдела Н. А. Хотинский и ученый секретарь Института геологических наук АН Арм. ССР Ю. В. Саядян.

Симпозиум начался 22 сентября в Познаньском университете им. Адама Мицкевича. В течение трех дней здесь было зачитано 35 докладов, состоялись прения по докладам и дискуссии. Были представлены также и стендовые доклады.

Симпозиум открыл председатель Оргкомитета Ст. Козарский. Он вкратце изложил работу предыдущих симпозиумов, организованных Евросибирской подкомиссией, и подробно остановился на задачах данного симпозиума. Затем с приветственными словами выступили официальные представители университета им. Адама Мицкевича и президент голоценовой комиссии ИНКВА Л.—К. Кёнигссон (L.—K. Königsson, Швеция).

О работе симпозиума и его основных задачах рассказал также председатель указанной Евросибирской подкомиссии Л. Старкель, который затем выступил с сообщением о прогрессе в изучении истории ледниковых отложений умеренной зоны, формировавшихся за последние 15 *тыс. лет.*

К Грегори (K. Gregory, Великобритания) в своем сообщении рассказал о деятельности человека и палеогидрологии. Докладчик отметил, что изучая влияние человеческой деятельности на гидрологические процессы, можно выявить естественный ход этих процессов. Глобальные изменения климатических условий Земли привели к урбанизации населения и созданию искусственных водоемов и гидрологической сети.

Н. А. Хотинский (СССР) сделал сообщение о зональном методе реконструкции палеоклиматов СССР в голоцене по палинологическим и климатическим данным. Автором доклада была изучена широтная поясность растительного и почвенного покровов в голоцене большей части территории Северной Евразии и методом актуализма сопоставлена с современной эпохой этой же территории. Составлены карты колебаний температур и осадков для голоцена.

Мебус А. Гейх (Mebus A. Geyh, ФРГ) в своем докладе остановился на вопросах изучения палеогидрологии и палеоклимата с помощью стабильных изотопов. В частности, он привел краткое описание методических предпосылок интерпретации изотопных соотношений кислорода, водорода и углерода для палеотемпературных определений. Докладчик отметил, что надежные результаты были получены при изучении целлюлозы, извлеченной из торфяников.

Л. К. Кёнигссон в своем докладе дал критический обзор палинологических исследований со дня их основания в 1916 году Постом. Показал слабые стороны составления современных спорово-пыльцевых диаграмм и предложил новый метод количественного подсчета пыльцы и спор, основанный на компьютерной системе.

Т. Уэб III (T. Webb III, США) сделал сообщение о методах уточнения пыльцевых анализов, с целью реконструкции растительного покрова за последние 10 *тыс. лет*. Он отметил, что изучение изменений растительного покрова за этот период должно выявить температурные колебания и количество осадков. Эти исследования должны проводиться в определенных географических регионах, которые несут богатую информацию, уточняющую пыльцевые анализы и второстепенные явления, выявленные различными методами.

В. Ширмер (W. Schirmer, ФРГ) сделал сообщение о критериях установления различий девяти речных террас вюрмского и голоценового возраста. Эти критерии автором доклада были установлены в верхнем и среднем течениях рек Майны и Регницы, а также сравнительных данных среднеевропейских рек—Рейн, Саар, Мозль и др. Для установления этих критериев были изучены такие факторы, как морфология террас, их структура, химический состав погребенных почв и др.

З. Борси и Е. Фелегихази (Z. Borsy and E. Felegyhazi, Венгрия) в своем докладе изложили результаты изучения истории речной системы в северо-восточной части Большой Среднедунайской низменности с конца плейстоцена до наших дней. Изменения в речной системе авторы доклада относят к молодым тектоническим движениям. Детальные литологические, геоморфологические, палинологические исследования и радиоуглеродные датировки дали возможность уточнить различные вопросы данной проблемы.

Ж. Розе и Ж. Бурдмайн (J. Rose and J. Boardman, Великобритания) в своем сообщении дали анализ деятельности рек в связи с двукратным ритмом климатических изменений—половодьем, когда происходит максимальный сток, и деградацией бортов долины. Они отметили важность

различных компонентов среды, влияющих на первоначальный этап деятельности рек, совпадающий с началом климатического ритма.

К. Шлюхтер (K. Schlüchter, Швейцария) рассказал об аккумулятивных и эрозионных фазах реки Аре (центральная Швейцария) в период последнего оледенения. Он отметил, что долина реки Аре хорошо изучена и может служить примером морфогенетической взаимосвязи между Альпами, Швейцарской равниной и Юрскими горами во время плейстоцена и голоцена. Однако история этой взаимосвязи в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене недостаточно изучена. Автор также отметил, что начиная с XVIII—XIX вв. речная система Аре начала сильно видоизменяться под влиянием хозяйственной деятельности человека.

П. Хавличек (P. Havlicek, Чехословакия) в коллективном докладе рассказал о речных отложениях позднего плейстоцена и голоцена в Моравии. Он отметил, что в Чехословакии в соответствии с проектом № 158 МПГК проводятся систематические исследования всех крупных рек и их отложений. За последние годы, кроме общепринятых геологических, педологических, археологических и радиометрических методов, применялись геофизические методы, включая палеомагнетизм, гравиметрию, магнитометрию и методы геоэлектрики.

Л. Бартелему (L. Barthelemy, Франция) в своем докладе привел результаты палинологических исследований болотных отложений послеледниковой эпохи в долине Анжон (река Гесль) в центральной части Парижского бассейна. Автор отметил, что для послеледниковой эпохи этого района весьма характерными видами растений являлись Pinus (P. cf. montana; P. cf. silvestris), Betula (B. cf. nana etc.), а для всего голоцена характерно присутствие Pinus cf. silvestris.

Б. Э. Берглунд (B. E. Berglund, Швеция) остановился на исследованиях по голоценовым климатическим изменениям в Скандинавии и Гренландии. Он отметил, что усилиями ученых, работающих над осуществлением проекта № 158 МПГК, удалось собрать сведения о гидрологических и температурных изменениях, благодаря детальному изучению колебаний уровней озер, специфики болотообразования и изменений растительного покрова. Докладчик отметил, что проведена тщательная корреляция и намечены некоторые рубежи палеоклиматических изменений.

М.—Ф. Уольт и Д. Лефебвр (M.—F. Huault and D. Levebvre, Франция) в своем докладе привели результаты исследований голоценовых болотных отложений района «Марэ Вернье», расположенного вблизи эстуария реки Сены, в пределах Естественного Регионального Парка. Авторами были выполнены литологические, палеонтологические (пыльца, диатомеи, остракоды, моллюски) анализы, получены абсолютные датировки и реконструирована история развития региона в голоцене.

Б. Френцель (B. Frenzel, ФРГ) изложил материал и привел свои соображения о Европейском водном балансе за последние 15000 лет. Он в частности отметил, что в позднеледниковую эпоху общий водный баланс, вероятно, изменялся более интенсивно, чем в голоцене. В эту эпоху некоторые реки претерпели этапы аградации и линейной эрозии почти

одновременно с изменениями растительного покрова. Наряду с более или менее постоянным увеличением осадков, вплоть до начала зоны III (молодой дриас), происходили неоднократные, радикальные изменения деятельности рек.

Н. Соль (H. Soll, Нидерланды) в своем выступлении рассказал о палеоэкологических исследованиях позднеледниковых и голоценовых отложений озера Удделермер, расположенного в средней части Голландии. Докладчик отметил, что существуют две точки зрения о происхождении озера: оно или реликтовое и образовалось после отступления последнего ледника, либо является остатком пинго (гидролакколита).

К.—Д. Егер (K.—D. Jäger, ГДР) выступил с докладом, написанным в соавторстве с В. Ложеком (V. Lozek, Чехословакия), в котором рассказал об изменениях климата Центральной Европы в голоцене и их влиянии на палеогидрологию. Он отметил, что повсеместные климатические изменения оказывали большое влияние на литологические и педологостратиграфические факторы, а также на баланс озерных водоемов и весь окружающий ландшафт.

Б. Е. Берглунд (Швеция) в своем втором докладе остановился на организационных вопросах дальнейших исследований в Скандинавии по осуществлению проекта № 158 Б МПГК. Он отметил, что в настоящее время обсуждается вопрос подразделения Скандинавии и Гренландии на опорные регионы и климато-биотические зоны. Пересматриваются первоначально выбранные опорные регионы для проведения палеогидрологических исследований. Вынесено на обсуждение десять опорных регионов первостепенной важности, которые в свою очередь подразделены на 50 более мелких участков. На этих участках в основном будет изучаться история растительности и возраст отложений.

М. Р. Ясневичова (M. Ralska-Jasiewiczowa, Польша) выступила с сообщением о деятельности польской рабочей группы по осуществлению проекта № 158 за период 1978—1981 гг. Она, в частности, отметила, что для эффективного осуществления программы, вся территория Польши подразделена на 12 крупных регионов. Наибольший интерес представляют северные районы, в которых можно установить аномальные участки скопления пыльцы и восстановить изменения уровней озер и климата за последние 12 *тыс. лет*.

Е. Рыбничкова (E. Rybnickova, Чехословакия) выступила с сообщением об изменениях растительного покрова и окружающей среды в некоторых районах Чехословакии за последние 15 *тыс. лет*. Она привела основные итоги палеоэкологических исследований восьми опорных профилей, в которых естественный растительный покров подвергся значительному изменению.

Л. Старкель в своем втором докладе рассказал об исследованиях эволюции долины реки Вистула за последние 15 *тыс. лет*. Река Вистула, как отметил докладчик, является малозональной рекой, однако во всем своем течении доминируют летние паводки, а в нижней части весьма частыми являются заторы льда, вызванные весенними паводками. Док-

ладчик изложил предварительные краткие результаты исследований, проводимых группой сотрудников Польской Академии наук.

Б. Р. Бейкер (V. R. Baker, США) в своем выступлении привел результаты гидрологического анализа палеопаводка из отложений стоячих вод. Он отметил, что отложения стоячих вод — песок и ил во время крупных паводков аккумулируются с большой скоростью. Эти отложения несут большую информацию для палеогидрологических рекомендаций.

Ю. К. Майзельс (J. K. Maizels, Шотландия) рассказал об исследованиях некоторых послеледниковых зандровых отложений северо-восточной Шотландии. Докладчик отметил, что сокращение объема льда и изменение гляциальной эрозии плейстоценовых ледников обусловили значительные колебания в питании талой водой речных систем и осадконакоплении.

Вокруг 15 стендовых докладов, посвященных истории растительности и речной сети в голоцене различных территорий Польши и истории растительности юго-восточной части Швейцарского плато в позднеледниковую эпоху, проходила оживленная дискуссия.

24 сентября состоялось заключительное заседание симпозиума, на котором председательствовал Л. Старкель. Он обобщил весь представленный на симпозиуме материал и изложил задачи дальнейшей работы над проектом № 158 МПК Евросибирской подкомиссии голоценовой комиссии ИНКВА. С такой же обобщающей речью выступил и президент голоценовой комиссии Л.—К. Кёнигссон, а также ряд участников симпозиума. О ходе подготовки симпозиума голоценовой комиссии ИНКВА в 1982 г. в Ереване в рамках XI Конгресса ИНКВА рассказал Ю. В. Саядян.

С 25 по 28 сентября состоялись научные полевые экскурсии в долину р. Варты и Померании.

В долине среднего течения р. Варты, к югу от Познани, были осмотрены местечки: Забинко (Zabinko), Забно (Zebno), Ежесково (Jaszkowo). Пояснения давали Ст. Казарский, В. Анчак (V. Antczak) и К. Тобольский (K. Tobolski). Они рассказали о палеоруслах реки и меандровых уступах, обнаруженных с помощью аэрофотосъемки и полевых наблюдений. Они также отметили, что были выявлены наиболее характерные палеомеандры и специально изучены их стратиграфия и возраст. Здесь были осмотрены также районы вблизи населенных пунктов Мехлин (Machlin), Зборудзево (Zbrudzewo) и Гнойнек (Gznojnec). Об исследованиях, выполненных в этих районах, рассказали П. Гонера (P. Gonera), И. Окуневский (I. Okuniewska), А. Черняк (A. Czernak), Ст. Козарский и К. Тобольский. Они представили материал по русловым отложениям палеомеандров реки Варты и различных их генераций, а также результаты палеоботанических исследований и определений макроостатков.

По дороге в Гданьск была предоставлена возможность ознакомиться с археологическими памятниками района Бискупин (Biskupin) и голоценовой историей озера Вилки Гакно (Wielkie Gacno), изученной М. Джельмурсом (M. Hjelmroos) и Б. Берглудом.

В Померании были осмотрены дюны Балтийского побережья и район озера Зарновиек (Zarnowiec), где был представлен богатый палеоботанический материал. Пояснения здесь давали К. Тоболъский и М. Латалова (M. Latalowa).

Несмотря на крайне тяжелое экономическое и политическое положение в стране, симпозиум польскими коллегами был очень хорошо организован. Большую работу по его организации провели Ст. Козарский, Л. Старкель и их сотрудники, которые кроме решения организационных вопросов, представили новый, весьма оригинальный научный материал, изученный всесторонне и на высоком уровне, проливающий свет на многие вопросы голоцена Европы.

Симпозиум прошел в деловой и дружеской обстановке, дал ценный материал по истории речных долин и различных водоемов, а также показал широкое развитие гидрологической сети в голоцене под влиянием хозяйственной деятельности человека и, безусловно, явился новой вехой в изучении голоцена.

Ю. В. САЯДЯН

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 84, 1982

РЕФЕРАТЫ

УДК: 550.348.436.013.2(560)

Н. К. КАРАПЕТЯН

МЕХАНИЗМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВАНСКОГО РАЙОНА

Ванский район ограничен 38° и 39°30′ северной широты, 42° и 44°30′ восточной долготы. Этот район является одной из наиболее сейсмоактивных областей Турции. Здесь известны сильные и разрушительные землетрясения с начала 12 века н. э.

Построены карты эпицентров землетрясений силой 5 баллов и более за периоды времени с 1100—1900 гг., с 1901—1950 гг. и с 1951—1980 гг., а также графики пространственно-временного распределения этих землетрясений и проведен их совместный анализ. Отмечена квазипериодичность распределения по времени сильных землетрясений Ванского района. Рассмотрено изменение положения обобщенного за каждые 20 лет эпицентра землетрясений вдоль и поперек исследуемого региона в течение ста лет, с 1881 по 1980 гг. Установлены миграции очагов землетрясений вдоль региона и получено уравнение регрессии. Построен график повторяемости землетрясений Ванского района, согласно которому $\gamma=0{,}45$ и $A_{10}=0{,}15$. Для исследуемого региона изучена зависимость энергии землетрясений и высвобожденных упругих деформаций от времени. По графику Беньоффа определены скорости высвобождения упругих деформаций на территории Ванского района в разные периоды времени.

Проведено изучение механизма очагов землетрясений Ванского района. Получены данные о расположении плоскостей разрыва в очагах землетрясений и о направлении движения в этих плоскостях. Подвижка по разрыву в очагах рассмотренных землетрясений, в основном, имеет значительную сдвиговую компоненту. Определена ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений. Выявлены особенности напряженного состояния в очагах землетрясений Ванского района.

В результате проведенного анализа сделан вывод, что территория Ванского района делится, по крайней мере, на три сейсмоактивных блока: северный, срединный и южный. При этом наиболее сейсмоопасным является срединный блок, где имели место землетрясения с магнитудой $M=7$.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован в ВИНИТИ
30 с., библиограф. 6 назв., 12 илл., 4 табл.

Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, XXXV, № 3, 85, 1982.

РЕФЕРАТЫ

УДК: 550.348.436.013.24(479.25+560)

Н. К. КАРАПЕТЯН

ЧАЛДЫРАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ И МЕХАНИЗМ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ

Чалдыранское землетрясение с магнитудой $M=7{,}0$ произошло 24 ноября 1976 г. в 12 *час.* 22 *мин.* по гринвическому времени и явилось одним из сильнейших землетрясений Армянского нагорья.

Эпицентр землетрясения расположен в восточной Турции, в провинции Ван, и имеет координаты: $\varphi=39°3'$ северной широты, $\lambda=44°2'$ восточной долготы. Глубина залегания очага порядка 15 *км*. Проведена оценка размеров очага Чалдыранского землетрясения по области афтершоков, происшедших в течение первых двенадцати часов после основного толчка (размеры осей эллипса афтершоков 60 и 25 *км*), а также по формулам Н. В. Шебалина и Ю. В. Ризниченко. Эпицентры сильных афтершоков с магнитудой $M\geqslant 4$ расположены вдоль Чалдыранского разрыва. Построен график пространственно-временного распределения Чалдыранского землетрясения и его сильных афтершоков в проекции на Чалдыранский разрыв. Получена формула зависимости числа афтершоков от времени после главного толчка. Построен график повторяемости афтершоков. При этом угловой коэффициент графика получился равным угловому коэффициенту графика повторяемости землетрясений всего Ванского района ($\gamma=0{,}45$). Определена суммарная сейсмическая энергия всех афтершоков с $K\geqslant 9$, происшедших в течение одного года после главного толчка и построен график изменения суммарной подекадной энергии. По графику Беньоффа определена средняя скорость высвобождения условных упругих деформаций.

Проведено исследование механизма очагов Чалдыранского землетрясения и его 14 афтершоков. Направление одной из возможных плоскостей разрывов в очаге Чалдыранского землетрясения примерно такое же, как и у Чалдыранского разрыва, образовавшегося при этом землетрясении. Падение плоскости разрыва в очаге крутое. В очаге землетрясения произошел правосторонний сдвиг с некоторой долей взброса-надвига. Чалдыранский разрыв, по-видимому, существовал до землетрясения, но не выходил на земную поверхность, а начинаясь от подошвы литосферы заканчивался в гранитном слое земной коры и служил границей двух микроплит. Чалдыранское землетрясение 24 ноября 1976 г. явилось следствием относительного движения этих микроплит, при котором разрыв вышел на земную поверхность.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован в ВИНИТИ.
27 с., библиограф. 9 назв., 9 илл., 3 табл.