

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



Издается преимущественно на русском, а также на армянском и английском языках

ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՆԳՐԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղալյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ. անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. դոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղալյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ռ. Տ. Միրիջանյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ա. Լեոտովովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Զաքարյան (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 секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ
Հիմնված է 1943 թ.

Журнал выходит 6 раз в год
Основан в 1943 г.

Խմբագրության հասցեն՝
375019, Սրեան 19, Բարեկամության 24ա.

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

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԴԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 3

հատոր XXXIII

1980

Համ 409

Թ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Լ. Անանյան, Թ. Տ. Միրիջանյան. Հայկական ՍՍՀ ընդերքի գեոթերմալ պայմանների ուսումնասիրվածության վիճակը	3
Ա. Տ. Ասլանյան, Կ. Գ. Շիրինյան, Ա. Լ. Անանյան, Թ. Ս. Մալխազյան. Ստորգետնյա ջերմության հետազոտման խնդիրները և օգտագործման հնարավորությունները Հայկական ՍՍՀ-ում	11
Յու. Մ. Պարիյսկի. Պետրոգեոթերմալ պաշարների յուրացման գիտատեխնիկական նախադրյալները և համաշխարհային փորձը	20
Է. Ի. Բուդուսյավսկի, Տ. Ա. Տաբաթարինովա, Թ. Ս. Մալխազյան. Հայկական ՍՍՀ պետրոգեոթերմալ պաշարների յուրացման հեռանկարները	29
Կ. Գ. Շիրինյան. Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխային գոտու հնարավոր պետրոգեոթերմալ ռեսուրսները և նրանց ուսումնասիրման ու որոնման որոշ պրոբլեմները	36
Մ. Պ. Խոջոյան. Հայկական ՍՍՀ ջերմահանքային ջրերի Հանքավայրերի հիմնական տիպերը	47
Թ. Բ. Յաղոյան. Տեկտոնական վրադրված իջվածքները որպես ջերմահանքային ջրերի հանքավայրերի հայտնաբերման հեռանկարային ստրուկտուրաներ	51
Մ. Պ. Խոջոյան, Թ. Գ. Հաբուսյունյան, Լ. Մ. Բաղդասարյան. Հայկական ՍՍՀ ջերմահանքային ջրերի մի քանի հանքավայրերի երկրաբանա-տեխնական գնահատականը	64
Է. Ս. Խալաբյան. Հայկական ՍՍՀ Հանքային ջրերի ուսումնասիրվածության վիճակը և օգտագործման հեռանկարները	69

Գիտական խրոնիկա

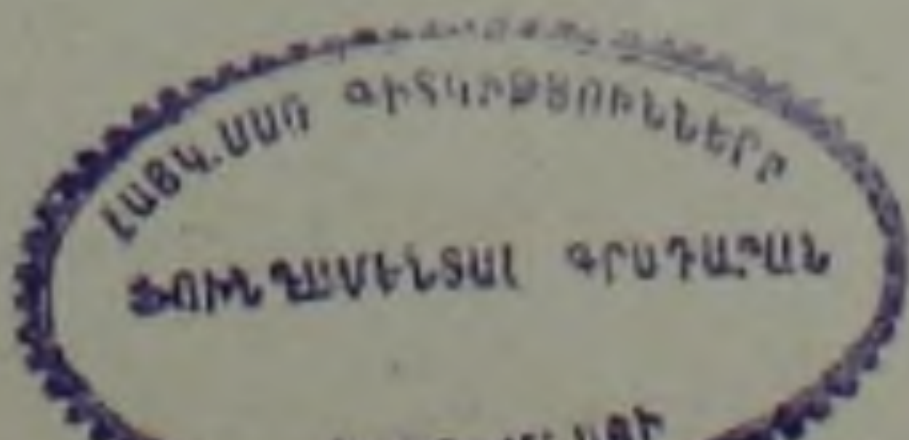
Ջ. Ս. Մալխազյան. Հայկական ՍՍՀ-ում գեոթերմալ էներգիայի օգտագործման մեթոդական և կազմակերպչական պրոբլեմները՝ (ՍՍՀՄ ԳՏՊԿ գեոթերմալ էներգետիկայի ենթասեկցիայի նրևանում կայացած 2-րդ արտագնա նիստը)	76
---	----

Հորեյսունական տարերվեր

Իդուարժ Աբելի հաշվարկային (ծննդյան 60-ամյակի առթիվ)	81
---	----

ԹԵԼՖԵՐԱՏՈՆԵՐ

Գ. Պ. Խոմիզուրի. Տեկտոնական մտքի ակունքների մոտ: Թալես, Անաքսիմանդր, Անաքսիմեն	87
Գ. Պ. Խոմիզուրի. Տեկտոնական մտքի ակունքների մոտ: Հերոդոտ	89



СОДЕРЖАНИЕ

А. Т. Асланян, А. Л. Ананян, Р. Т. Мириджанян. Состояние изученности геотермических условий недр Армянской ССР	3
А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян, А. Л. Ананян, Р. С. Малхазян. Задачи исследования и возможности использования подземного тепла в Армянской ССР	11
Ю. М. Парийский. Научно-технические предпосылки и мировой опыт освоения петрогеотермальных ресурсов	20
Э. И. Богуславский, Т. А. Тарабарина, Р. С. Малхазян. Перспективы освоения петрогеотермальных ресурсов Армянской ССР	29
К. Г. Ширинян. Возможные петрогеотермические ресурсы новейшего вулканического пояса Армянской ССР и некоторые проблемы их поисков и изучения.	36
М. П. Ходжоян. Основные типы месторождений термоминеральных вод Армянской ССР	47
Р. Б. Ядоян. Наложенные тектонические впадины как перспективные структуры для выявления термоминеральных вод	51
М. П. Ходжоян, Р. Г. Арутюнян, Л. М. Багдасарян. Геолого-экономическая оценка некоторых месторождений термоминеральных вод Армянской ССР	64
Э. С. Халатян. Состояние изученности и перспективы использования минеральных вод Армянской ССР	69

Научная хроника

Р. С. Малхазян. Методические и организационные проблемы использования геотермальной энергии в Армянской ССР (II-ое выездное заседание подсекции геотермальной энергетики ГКНГ СССР в г. Ереване)	76
--	----

Юбилейные даты

Эдуард Абелович Хачатурян (к 60-летию со дня рождения)	81
--	----

Рефераты

Г. П. Хомизури. У истоков тектонической мысли. Фалес, Анаксимандр, Анаксимен	87
Г. П. Хомизури. У истоков тектонической мысли. Геродот	89

УДК [553.43+553.462] (179.25)

А. Т. АСЛАНЯН, Э. Х. ГУЛЬЯН, Г. О. ПИДЖЯН, Ш. О. АМИРЯН,
А. С. ФАРАМАЗЯН, Э. Ш. ОВСЕПЯН, С. Г. АРУТЮНЯН, Х. Г. ГАЛСТЯН

ТЕХУТСКОЕ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В работе рассмотрены вопросы геологического строения, структуры, локализации оруденения, стадийности развития процесса рудообразования, минералого-геохимических особенностей руд, условий формирования и перспектив Техутского месторождения. Установлено, что месторождение относится к медно-молибденовой формации руд штокверкового типа и образовалось в эндоконтактовой зоне Кохб-Шнохского гранитоидного интрузивного массива, при средних температурах на умеренных глубинах в результате многостадийного процесса отложения руд.

О наличии в пределах Кохб-Шнохского интрузивного массива и, в частности, района с. Техут медной минерализации с примесью молибдена известно было издавна (1930—1940 гг., данные В. Г. Грушевого, Ю. А. Аранова и др.). Впоследствии (1950—1960 гг.) поисковыми отрядами Управления геологии Армянской ССР были выявлены многочисленные проявления медно-молибденовой минерализации: Манистев, Крункнер, Пиджут, Шевут, Цахкашат. В 1957 г. А. Т. Асланиян и Э. Х. Гульян обосновали перспективы Техутского месторождения в отношении медно-молибденового оруденения и рекомендовали проведение на нем поисковых и геологоразведочных работ. Полученные новые данные способствовали постановке, начиная с 1973 г., более широких поисково-разведочных работ. В результате в районе с. Техут в контактовой полосе Кохб-Шнохского интрузивного массива, в пределах крупного блока тектонически переработанных и гидротермально измененных пород, в 1974—1976 годах была выявлена интересная штокверковая зона (участок Аранк) с медно-молибденовым оруденением (В. Б. Сейранян, 1976).

Значительное развитие гидротермально измененных оруденелых пород, благоприятные геолого-структурные и географо-экономические условия рудного поля указывают на определенные перспективы Техутского месторождения.

1. Основные черты геологического строения и структуры рудного поля

Рудное поле Техутского медно-молибденового месторождения входит в состав Самхетско-Карабахской эвгеоантиклинали, которая про-

слеживается в виде выгнутой к северу дуги в направлении Байбурт-Алаверди-Кедабек-Степанакерт-Горадиш.

Тектонические структуры второго порядка расположены внутри этой дуги и ориентированы в основном поперек простирания зоны в ее центральной Закавказской части. В целом Сомхетско-Карабахская зона построена из кулисообразно сочетающихся антиклинорий и синклинорий антикавказского простирания. Эта особенность структуры объясняется, вероятно, антикавказским простиранием структур древнего фундамента, которые проявляются в мезо-кайнозойском чехле.

Одной из внутренних кулисообразных структур Сомхетско-Карабахской зоны является Чатиндагский антиклинорий, который имеет в плане форму выгнутой к северо-западу дуги, параллельной р. Дебед на участке Дсех-Алаверди-Айрум. Ядро этого антиклинория прослеживается по ущельям рр. Барана и Кохб на юго-запад к массивам гор Шиштапа и Чатиндаг, причем в Прикуринской зоне СВ окончание структуры периклинально замыкают отложения оксфорда, сеномана, турона, сенона (в низовьях р. Барана), а на юго-западе, на междуречьи рек Бабаджан и Ахбулах—отложения желловя, оксфорда и эоцена.

Северо-западное крыло антиклинория четко обозначено свитой верхнебайосских и батских туфоосадочных отложений, отчетливо прослеживающихся от с. Агви к Алавердскому, и далее к Шамлутскому месторождениям и с. Чочкан (слои с *Parkinsonia parkinsoni*). Те же отложения отмечают юго-восточное крыло антиклиналя в верховьях р. Аксибара (приток Чайгашан), недалеко от массивов гор Чатиндаг, Шиштапа, Айранлу, Каракетук (слои с *Oppelia aspidoides*). Под этими фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего байоса-бата располагается мощная толща андезитовых порфиритов и их туфобрекчий, слагающих ядро антиклинория. Эта толща на северо-востоке, в пределах ядра антиклинория, прорвана Кохб-Шнохской, а в центральной части структуры—Цахкашатской интрузиями. Мощность толщи андезитовых порфиритов в обнаженной части разреза составляет 1500 м, а мощность нижней необнаженной части разреза, по данным скважины, заложенной у ст. Саннин, более 1000 м. Эта толща с некоторой условностью относится к лейасу-нижнему байосу. Техутское рудное поле расположено в ядре рассматриваемого Чатиндагского антиклинория.

По данным аэровысотных и наземных съемок, структура антиклинория осложнена серией радиальных разломов северо-восточного и отчасти северо-западного простирания. Один из таких разломов, прослеживающийся по р. Барана, обнаруживает все признаки глубинного разлома с длительно прогибающимся северо-восточным крылом. Другой разлом того же характера прослеживается вдоль главной рудоносной зоны Алавердского месторождения, имеет северо-восточное простирание и прослеживается на восток в пределы Шамлутского месторождения, где пересекается с меридиональным разломом Ахтальского месторождения.

В истории тектонического развития Сомхетско-Карабахской зоны

одним из главных этапов дислокационной складчатости и гранитоидного магматизма был позднекиммерийский этап. Гранитоидные интрузивы зоны почти все имеют юрский и нижнемеловой возраст. Киммерийский гранитоидный магматизм широко проявлен также на продолжениях Малого Кавказа в Анатолии и, особенно, в Иране, где многие гранитоидные массивы образовались в поздней юре и позднем палеоцене.

На Малом Кавказе отчетливо выражена предверхнеаптская орогенетическая фаза, которая выражена хорошо известной прибрежно-морской копалоносной формацией, прослеживающейся по линии Носмберян-Кировабад-Шуша-Джебранль.

Другая мощная фаза орогенеза относится к границе оксфорда-лузитана; более ранние фазы отмечены перед келловеем и батским веком. Наиболее молодыми являются орогенетические фазы, имевшие место перед эоценом, олигоценем и в конце майкопа. Радиометрические определения находятся с этими данными в хорошем согласии.

Радиометрическими исследованиями в Сомхетско-Карабахской зоне выделяются небольшие гипабиссальные и малые кислые интрузии третичного возраста, а по гравиметрическим данным, к северо-западу от Техутского рудного поля в треугольнике Айрум-Баграташен-Шаумян предполагается также наличие гипербазитовых интрузий.

Характерной особенностью магматизма Сомхетско-Карабахской зоны является исключительно широкое развитие андезитовой серии вулканитов, плагиопорфировых субвулканических пород и гипабиссальных гранитоидных интрузий щелочноземельного ряда.

Согласно аксиоматике новой глобальной тектоники подобная ассоциация магматических образований связывается с процессами субдукции, которая, если в данном случае действительно имела место, то должна была произойти путем погружения Анатолийско-Иранской плиты (квазиплатформы) под Малокавказскую дугу в направлении с юго-запада на северо-восток. В таком случае указанные магматические образования могут рассматриваться как продукт плавления, ассимиляции и дифференциации погружающихся коровых масс указанной квазиплатформы.

Складчатые структуры Алавердского рудного района осложнены широко развитыми разрывными нарушениями; последние сопровождаются выходами интрузивных, субвулканических и жильных образований, смещением отдельных блоков пород и развитием мощных зон гидротермально измененных оруденелых пород. По условиям образования, морфологическим особенностям и размерам разрывные нарушения подразделяются на различные типы. Наиболее крупными разрывными нарушениями являются: Алавердское, Чочканское, Ахтала-Шамлугское, Техутское. Эти нарушения и сопряженные с ними системы трещин, наряду с контракционными трещинами интрузивных массивов и зон межформационного и внутриформационного отслаивания вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, играли очень важную роль в локали-

зации медного, серноколчеданного, полиметаллического и медно-молибденового оруденения.

В геологическом строении Техутского рудного поля (рис. 1) участвуют: среднеюрские андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, дациты, их туфы, туфобрекчии; верхнеюрские туфопесчаники, известковые песчаники, песчано-глинистые сланцы, конгломераты, андезито-

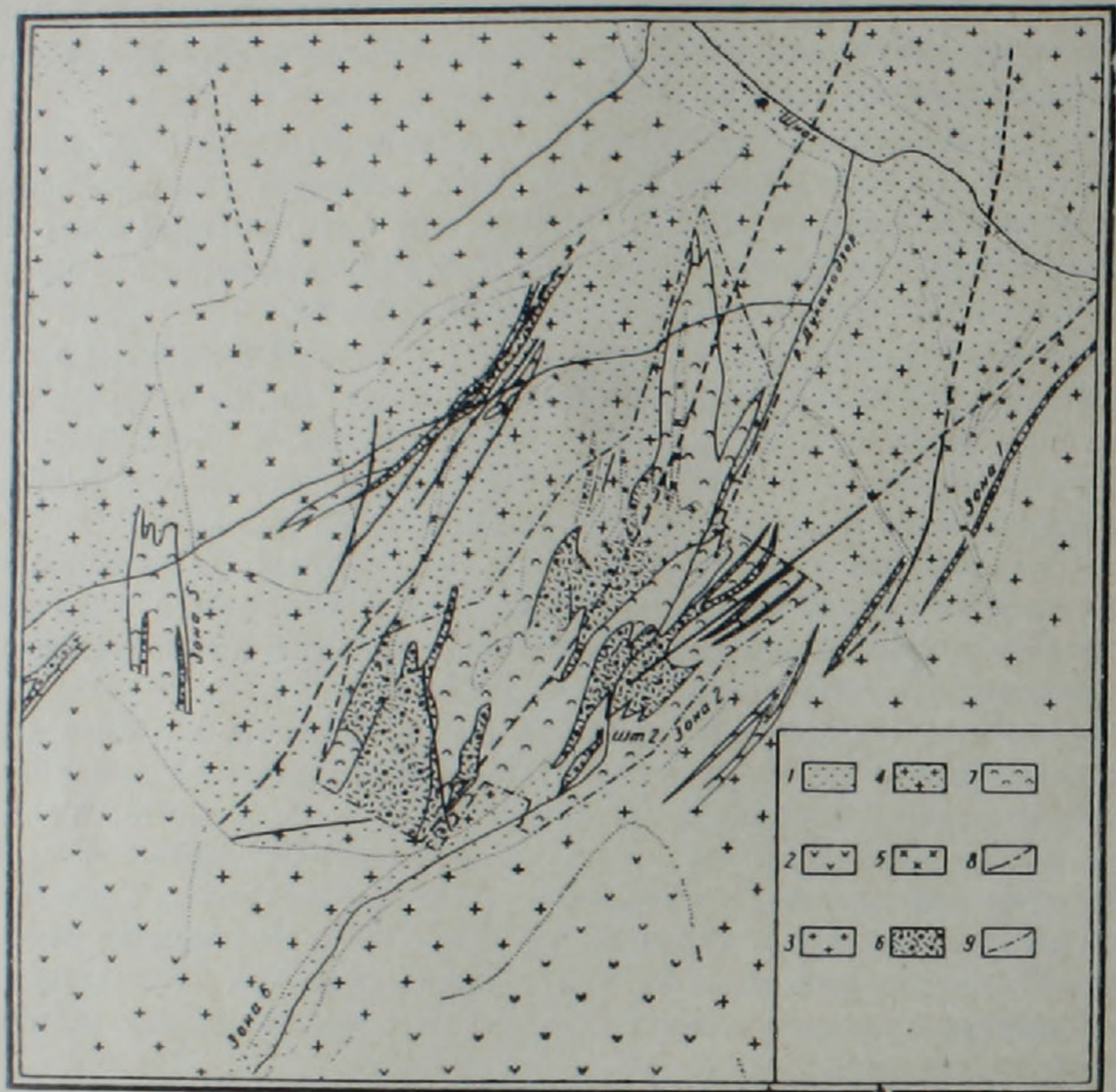


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Техутского медно-молибденового месторождения. 1. Аллювиально-делювиальные отложения. 2. Эпидотизированные андезитовые и базальтовые порфиры и их туфы. 3. Кварцевые диориты, диориты и гранодиориты. 4. Кварцевые диориты, гидротермально измененные. 5. Диорит-порфиры (штоки, дайки). 6. Участки с интенсивной минерализацией. 7. Участки со слабой минерализацией. 8. Разрывные нарушения. 9. Контуры штокверка.

базальты, их туфобрекчии; меловые витрокластические туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, пелитоморфные известняки и мергели с прослоями туфов (к востоку от месторождения). Весь комплекс указанных образований прорван интрузивными, субвулканическими и жильными породами различного возраста и петрографического состава.

Среди интрузивных пород широкое развитие имеют кварцевые диориты, гранодиориты, диориты и габбро-диориты Кохб-Шнохского крупного интрузивного массива нижнемелового возраста. Субвулканические образования представлены андезитами, дацитами, липарито-дацитами, главным образом юрского и отчасти эоценового возраста. Жильные породы представлены гранит-порфирами, аплитами, диорит-порфиритами, диабазами, керсантами и редко пегматитами. Они залегают в интрузивных массивах и за их пределами в толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и связаны с различными циклами интрузивного магматизма. Жильные породы рудного поля развиты по северо-восточным, северо-западным и близмеридиональным структурам. Мощность их и протяженность по простиранию и падению весьма различны: от нескольких см до 10—12 м по мощности и от десяти-ста метров до 1,5 км по простиранию. Жильные породы отличаются также по морфологическим особенностям, что указывает на различные условия их образования. В рудном поле Тохутского месторождения наиболее широко развиты диоритовые и диабазовые порфириды, лампрофиры (керсантиды), плагиогранит-порфиры, которые образуют жилы, дайки и штокообразные тела с крутыми углами падения. Все жильные образования являются дорудными, в особенности в отношении медно-молибденового оруденения. Сравнительно поздними образованиями являются диоритовые порфириды и керсантиды.

Кохб-Шнохская интрузия занимает площадь около 92 кв. км; расположена она среди оксфордских порфиритов, известняков и сеноманских известковистых песчаников и туфов. Она является самым крупным интрузивным телом в пределах Сомхетско-Карабахской геотектонической зоны.

Формирование интрузивного массива, по Г. А. Казаряну и С. И. Баласаняну (1966), происходило в две фазы: в начале внедрились кварцевые диориты, а потом розовые граниты и плагиограниты. Среди пород первой фазы выделяются две фации — породы главной интрузивной фации (кварцевые диориты и гранодиориты) и породы эндоконтактовой фации (диориты, кварцевые диорит-порфириды, пироксеновые кварцевые диориты). Внедрение Кохб-Шнохского массива вызвало среди пород кровли интенсивное изменение, в результате чего вокруг интрузива образовался широкий ореол контактово-измененных пород (роговики, скарны).

Кварцевые диориты являются преобладающим типом пород интрузивного массива. Они представлены пироксен-роговообманковыми, роговообманковыми и биотитовыми разновидностями. Гранодиориты развиты в центральных и глубоко эродированных участках массива. Часто они образуют постепенные переходы к кварцевым диоритам. Розовые граниты обычно встречаются в контактовых участках массива. Они прорывают кварцевые диориты и гранодиориты. Плагиограниты встречаются редко в виде небольших выходов, прорывающих кварцевые дио-

риты и верхнеюрские вулканогенные образования. В таблице 1 приведен химический состав пород Кохб-Шнохского интрузивного массива.

Приведенные химические анализы и их пересчеты по А. Н. Заварицкому характеризуют породу краевой фации интрузива как кварцевый диорит.

В локализации оруденения важное значение имели разрывные нарушения, зоны дробления, контакты жильных пород и эндоконтактовые участки интрузивного массива. Обычно оруденение располагается в кон-

Таблица 1

Химический состав пород Кохб-Шнохского интрузивного массива

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	65,80	0,42	16,20	2,76	1,82	0,07	1,94	4,26	4,30	1,00	0,92	99,19
2	61,41	0,32	11,34	2,66	3,23	0,06	3,01	6,37	3,23	2,37	0,89	99,89
3	62,15	0,15	20,23	2,05	3,57	—	2,24	4,94	3,06	1,50	0,79	101,68
4	62,09	0,80	17,15	2,06	3,85	0,08	2,65	5,19	4,01	1,52	0,79	100,19

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	i'	m'	c'	n	t	γ	Q	a/c
1	11,0	5,2	7,8	75,9	5,3	41,6	53,1	—	86,2	0,4	30,9	24,5	2,1
2	10,9	5,6	12,7	70,8	—	40,2	44,5	15,3	68,4	0,4	18,4	14,2	1,9
3	8,8	5,9	15,1	70,2	34,1	41,2	24,7	—	75,4	0,2	11,7	16,9	1,5
4	11,2	5,0	10,5	72,3	—	53,3	43,4	3,3	80,0	1,0	17,1	16,2	18,7

1. Гранодиорит (С. Н. Баласабян); 2. Кварцевый диорит района с Шнох (В. Г. Грушевой); 3. Кварцевый диорит (Э. А. Хачатрян, 1950); 4. Кварцевый диорит (Г. О. Пиджян, 1950).

тактовых зонах кварцевых диоритов с штоком диорит-порфиритов и в апикальных частях интрузивного массива. Главными рудовмещающими породами являются гидротермально измененные кварцевые диориты. В диорит-порфиритах, андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах отмечается убывающая минерализация. Богатое оруденение в основном сконцентрировано в апикальной части интрузии под толщей вмещающих порфиритов. Прожилково-вкрапленная минерализация проявляется также в экзоконтактовых вулканогенных образованиях.

Медно-молибденовая минерализация приурочена к невыдержанным сближенным трещинам различных направлений. Обычно сочетаются структуры, образованные при остывании интрузивного массива (контракционные) со структурами более поздних тектонических подвижек. Среди рудоконтролирующих структур наиболее выдержанными по простиранию и падению являются сбросо-сдвиговые нарушения с опережающими

боковыми трещинами, расположенные вдоль вытянутости интрузивного массива. Богатые участки оруденения обычно приурочены к оперяющим трещинам сбросо-сдвиговых нарушений, особенно к их висячему боку, к зонам сильно раздробленных пород.

Прожилково-вкрапленное оруденение наследует направления ранее существовавшей мелкой первичной трещиноватости интрузивных пород, развиваясь также по вновь возникшим оперяющим трещинам скалывания и разрыва, сопряженным с главными нарушениями. Эти особенности распределения минерализации определяют штокверковый характер оруденения.

Изучение главных рудоконтролирующих разрывных нарушений (мощных и выдержанных) показывает, что они принадлежат к следующим системам: азимут падения $70-350^\circ$, $\rightarrow 70-80^\circ$; аз. пад. $250-270^\circ$, $\rightarrow 65-80^\circ$; аз. пад. $110-175^\circ$, $\rightarrow 60-80^\circ$ и аз. пад. $50-60^\circ$, $\rightarrow 60-65^\circ$. Редко встречаются также меридиональные и широтные трещины. Преобладающей системой являются трещины северо-восточного простирания с падением на северо-запад. Перечисленные системы трещин и их оперения различных направлений совместно с трещинами контракции интрузивного массива создали внутреннюю структуру штокверка и наиболее благоприятную среду для отложения руд.

2. Стадии минерализации и минеральный состав руд

Изучение рудных тел и гидротермальных метасоматитов показывает, что формирование месторождения происходило длительное время. Начальный период рудного процесса выражается в гидротермальном изменении вмещающих пород—окварцевании, хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, пиритизации, карбонатизации, каолинизации, цеолитизации, ангидритизации и опипсовании. Собственно рудный этап гидротермального процесса представляет собой проявление нескольких импульсов трещинообразования и отложения минералов; именно в этот период образовались руды, представляющие основную ценность месторождения.

Минералого-геохимические особенности руд и условия их локализации обуславливают принадлежность Техутского месторождения к медно-молибденовой рудной формации.

Изучение минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд показывает, что собственно рудный процесс протекал в следующих стадиях минерализации: 1) кварцевой (безрудной); 2) кварц-пиритовой (с молибденитом); 3) кварц-молибденитовой; 4) ангидритовой; 5) кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовой; 6) кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовой; 7) кварц-карбонатной и 8) гипсовой (Г. О. Пиджян, Ш. О. Амирян, А. С. Фарамазян, 1979).

По морфологическим особенностям и способу отложения рудных компонентов можно выделить следующие главные типы руд: прожилко-

вые, прожилково-вкрапленные, вкрапленные, жилые и брекчиевидные. Широким распространением пользуются прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды, нередко образующие достаточно протяженные и мощные зоны.

На верхних горизонтах месторождения (до глубины 30—100 м) развита зона окисления с подзонами выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Здесь встречаются самородная медь, окислы и гидроокислы железа (лимонит, гетит, гидрогетит и др.), меди (куприт, тенорит, малахит, азурит, хризоколл, борнит, халькозин, ковеллин и др.), молибдена (ферримолибдит) и др. В этой же зоне отмечается весьма интересная минерализация алюмо-кремнистого фосфата меди—бирюзы, которая в настоящее время является объектом разработки.

Ниже приводится краткое описание руд различных стадий минерализации.

Кварцевая стадия минерализации представлена жилами и прожилками сливного серовато-белого кварца. Жилы и прожилки приурочены к близширотным, северо-восточным и северо-западным трещинам. Обычно они безрудные, но в местах наложения рудной минерализации иногда отмечаются пирит, халькопирит и молибденит в виде вкрапленности и небольших гнезд. Эта стадия минерализации имеет широкое площадное распространение.

Кварц-пиритовая стадия минерализации представлена достаточно мощными зонами прожилково-вкрапленной минерализации, жилами, гнездами, карманами, а также массивными пиритовыми скоплениями. Пирит представлен кристаллическими выделениями, обычно пентагон-додекаэдрического габитуса, размеры которых нередко достигают нескольких см. Наряду с пиритом и кварцем в этой ассоциации встречаются прожилкообразные и гнездообразные скопления тонко- и среднечешуйчатого молибденита. Для этих руд характерны массивные, полосчатые, пятнистые, прожилковые, вкрапленные и брекчиевидные текстуры. Следует отметить, что в полях пирита этой генерации под микроскопом отмечаются мельчайшие выделения халькопирита и пирротина.

Эта стадия минерализации сопровождается окварцеванием, хлоритизацией, эпидотизацией и серицитизацией вмещающих пород.

По данным химических, спектральных и пробирных анализов штучных проб пиритовых руд установлены следующие содержания элементов: Cu—0,1—0,2%, Zn—0,005—0,007%, Pb—0,0008—0,006%, Mo—0,001—0,01%, Ni—0,002—0,005%, Co—0,001—0,04%, Au—0,1 г/т, Ag—3,5—4,0 г/т, Se—10 г/т, Te—3—5 г/т, Ga—20 г/т.

Руды кварц-пиритовой стадии минерализации имеют широкое распространение, особенно на участках сильно раздробленных пород.

Кварц-молибденитовая стадия минерализации представлена маломощными прожилками, гнездами, примазками и вкрапленностью рудной минерализации. Состав кварц-молибденитовых прожилков довольно простой. Кроме главного минерала—молибденита, часто встречаются

пирит и халькопирит. Из жильных минералов присутствует темно-серый кварц, цвет которого иногда обусловлен тонкой вкрапленностью молибденита.

Кварц-молибденитовая минерализация сопровождается серицитизацией, хлоритизацией и каолинизацией.

Характерными текстурами кварц-молибденитовых руд являются прожилковые и вкрапленные. Молибденит обычно мелкочешуйчатый, но редко встречаются также среднечешуйчатые разновидности, развивающиеся, как правило, в приальбандовых частях кварцевых прожилков и жил.

Последовательность выделения минералов в этом парагенезисе следующая: кварц-пирит-молибденит-халькопирит.

По данным химических анализов обогащенных молибденитом проб установлены следующие элементы: Mo—3—4%, Se—10—20 г/т, Те до 7,0 г/т, Re—0,4—0,8 г/т, Bi—11 г/т, Ge—22 г/т; в мономинеральном молибдените установлены: Re—800 г/т, Se—120 г/т, Те—10 г/т, Bi—11 г/т, Ge—2 г/т. По спектральным анализам в молибденовой руде установлены: Mo—0,04—0,1, редко 0,5%, Cu—0,03—0,1%, Ag—2—4 г/т, Zn—0,01%, Cd—5 г/т, Ge—2 г/т, Ga—2 г/т; в молибденитах: Cu—0,0045—0,1%, Pb—0,01%, Bi—0,001—0,002%, Zn—0,0013%, Ga—2 г/т, Ge—2 г/т, Au—1,0 г/т (?), Ag—1—4 г/т.

В молибдените спектральным анализом обнаружено: Ni—8—13 г/т, Co—1—3 г/т, Ag—2—4 г/т, Bi—11—24 г/т, Ga—2—3 г/т, Ge—2—10 г/т.

Ангидритовая стадия минерализации представлена довольно мощными жилами, прожилками и гнездами крупнокристаллического ангидрита сиреневого цвета. Размер отдельных кристаллов иногда достигает 5 см. Образование ангидрита в промежутке между сульфидными стадиями, по-видимому, обусловлено резким изменением окислительно-восстановительного потенциала рудоносных растворов.

Обычно массивные скопления кристаллических агрегатов ангидрита замещаются, цементируются и четко пересекаются кварц-пирит-халькопиритовыми агрегатами. Нередко прожилки кварц-пирит-халькопиритового состава пересекают и выходят за пределы ангидритовых тел, что указывает на их более позднее образование. Часто ангидритовые агрегаты содержат включения кварца, гидрослюд и обломки сильно гидротермально измененных пород. Продукты этой стадии минерализации имеют довольно широкое распространение.

Кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая стадия минерализации образует зоны прожилково-вкрапленной минерализации, прожилки, гнезда. В составе этих руд главными рудными минералами являются: халькопирит, молибденит и пирит. Из жильных минералов развиты кварц и ангидрит, при этом выделение жильных минералов происходило до выделения сульфидов.

Типоморфными для этих руд являются вкрапленные, прожилковые, прожилково-вкрапленные, пятнистые и брекчиевидные текстуры, образованные в зонах дробления и брекчирования пород.

Халькопирит-молибденитовые руды сопровождаются окварцованием, серицитизацией и ктотинизацией пород. Эти руды в основном контролируются нарушениями северо-восточного и северо-западного простирания. Рудная минерализация развивается, главным образом, по ограничивающим эти нарушения структурам.

Пробирными, химическими и спектральными анализами штучных проб халькопирит-молибденитовых руд определены следующие содержания элементов: $\text{Mo}—0,01—0,04\%$, $\text{Cu}—0,6—0,8\%$, $\text{Zn}—0,007—0,01\%$, $\text{Pb}—0,001\%$, $\text{Co}—0,01—0,1\%$, $\text{Ni}—0,001\%$, $\text{Se}—15 \text{ г/т}$, $\text{Te}—5—8 \text{ г/т}$, $\text{Au}—0,2 \text{ г/т}$, $\text{Ag}—18—26 \text{ г/т}$, $\text{Bi}—10 \text{ г/т}$.

В 6 пробах сульфидных смешанных концентратов ($\text{Cu}—0,4—0,7$, $\text{Mo}—0,18—3,61\%$) химическими анализами установлены: $\text{Se}—2—20 \text{ г/т}$, в среднем 12 г/т , $\text{Te}—2—18 \text{ г/т}$, в одной пробе $—90 \text{ г/т}$, $\text{Re}—1—5 \text{ г/т}$, $\text{Bi}—10—130 \text{ г/т}$.

В 4 пробах медных концентратов ($\text{Cu}—5,6—>10\%$) спектральным анализом обнаружены: $\text{Ni}—0,018—0,32\%$, $\text{Co}—0,018—0,1\%$, $\text{Ag}—0,0024—0,01\%$, $\text{Bi}—0,003—0,13\%$, $\text{Ga}—0,00013\%$, $\text{Cd}—0,0032\%$; в отдельных пробах $\text{As}—0,018\%$, $\text{Sn}—0,001\%$.

В 8 пробах халькопирита спектральным анализом обнаружены: $\text{Ag}—12—42 \text{ г/т}$, $\text{Bi}—3—24 \text{ г/т}$, $\text{Ga}—2—4 \text{ г/т}$, $\text{In}—3—5 \text{ г/т}$, в отдельных пробах $—\text{Ni}—18 \text{ г/т}$, $\text{Co}—10—100 \text{ г/т}$, $\text{Cd}—7 \text{ г/т}$.

Химическим анализом в 2 пробах халькопирита установлены: $\text{Se}—58 \text{ г/т}$, $\text{Bi}—290 \text{ г/т}$, $\text{Ge}—3,5 \text{ г/т}$.

Кварц-халькопирит-молибденитовые руды являются одним из интересных в промышленном отношении минеральных типов и имеют довольно широкое распространение.

Кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовая стадия минерализации представлена довольно выдержанными прожилками, мощность которых в раздувах достигает $5—10 \text{ см}$. Одна из пирит-халькопирит-сфалеритовых жил прослежена в стволе шт. 2 ($470—490 \text{ м}$) по аз. пад. $270—280^\circ$, с углом падения $75—80^\circ$.

В составе руд этой стадии минерализации установлены следующие минералы: кварц, кальцит, гипс, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда (тетраэдрит), висмутин. Преобладают пирит, халькопирит и сфалерит. При этом пирит, в отличие от других его генераций, представлен преимущественно в виде гексаэдрических кристаллов размерами $1—2 \text{ см}$ и более. Халькопирит и сфалерит выполняют друзовые пустоты в срединной части прожилков, нарастая на шестоватые кристаллы кварца; они иногда имеют хорошо развитые грани тетраэдров и скаленоэдров с характерной для этих минералов штриховкой. Галенит и блеклая руда представлены небольшими выделениями в тесных срастаниях с сфалеритом, халькопиритом и кальцитом.

Наиболее поздним минералом (рудным) этой стадии минерализации является висмутин, который образуется в равновесной ассоциации с кальцитом в виде игольчатых кристаллов сталью-серого цвета. Разме-

ры его выделений составляют 2—3 мм в длину; обычно они образуют радиально-лучистые агрегаты.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая стадия минерализации сопровождается окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией, цеолитизацией и огнисованием вмещающих пород.

В описанных рудах по спектральным анализам установлены следующие элементы: Zn—до 2,5%, Pb—0,01—0,03%, Cu—0,24—1,5%, Mo—0,003—0,01%, Cd—600 г/т, Ge—1,0 г/т, Ga—10,0 г/т, Bi—10—30 г/т.

В цинковом концентрате ($Zn > 10,0\%$) спектральным анализом обнаружены: Mn—2—4%, Ni—0,0013%, Co—0,001%, Ag—3,2 г/т, Bi—27 г/т, Cd—1800 г/т, In—32 г/т.

Спектральным анализом в 11 пробах сфалеритов обнаружены: Ag—8—42 г/т, Bi—5—130 г/т, Ga—2—5 г/т, In—12—100 г/т, Cd—1,0—3,0 кг/т, Ge—1—3 г/т, в отдельных пробах Ni—2 г/т, Co—3 г/т.

Химическим анализом в сфалерите установлены в среднем Se—27 г/т, Te—6 г/т, Ge—6 г/т и Cd—32 кг/т.

Спектральным анализом в галените обнаружено: Ag—130 г/т, Bi—420 г/т, Sb—0,013%, Cd—100 г/т.

В блеклой руде спектральным анализом обнаружено: Sb— $> 10,0\%$, As—1,8%, Ag—3,2 кг/т, Bi—3,2 кг/т, Te—320 г/т, Cd—1,3 кг/т, Yn—42 г/т.

Продукты этой стадии минерализации имеют небольшое развитие.

Кварц-карбонатная стадия минерализации представлена мало-мощными прожилками, образованными после всех описанных выше минеральных типов руд. Мощность кварц-карбонатных прожилков колеблется в пределах 1—5 см.

Гипсовая стадия минерализации представлена прожилками серовато-желтого и розоватого гипса мощностью до 5—10 см.

Кварц-карбонатные и гипсовые прожилки являются продуктами завершающих рудный процесс стадий минерализации.

Следует отметить, что в рудном процессе наиболее продуктивными и интересными в промышленном отношении являются руды кварц-молибденитовой и кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации.

Изучение характера распространения оруденения показывает, что продукты различных стадий минерализации размещены в рудном поле месторождения неравномерно. По-видимому, этим обусловлено отсутствие корреляционных связей между рудными компонентами (медью, молибденом, цинком, кадмием, висмутом и др.) на различных участках штокверковой минерализации.

3. Характер распределения оруденения

На Центральном участке месторождения в пределах выявленного штокверка оруденение распределено весьма неравномерно. Богатые уча-

стки медно-молибденовой минерализации приурочены к зонам наиболее раздробленных, брекчированных и окварцованных пород северо-восточного, близмеридионального простирания и чередуются с зонами сравнительно слабой минерализации, образуя полосчатое строение штокверкового оруденения (рис. 2).

Обычно интенсивно минерализованные зоны имеют мощность от нескольких до десятков метров, а по простиранию прослеживаются на несколько сот метров. Содержание меди в таких зонах колеблется от 0,2 до 1,0%, а молибдена—0,02—0,18%. Интенсивно минерализованные зоны сложены халькопирит-молибденитовыми, халькопиритовыми и молибденитовыми прожилками с примесью пирита и вкрапленностью этих главных рудообразующих минералов. Наряду с прожилково-вкрапленными текстурами руд развиты также брекчиевидные. На отдельных участках штокверка встречаются небольшие по мощности, но довольно выдержанные по простиранию (десятки и сотни метров) прожилки полиметаллической минерализации, представленные главным образом сфалеритом в ассоциации с пиритом, халькопиритом, изредка галенитом, блеклой рудой (тетраэдритом) и висмутином. В северо-восточном направлении штокверк разветвляется и зоны интенсивной медно-молибденовой минерализации прослеживаются вдоль главных разрывных нарушений. Рудоносная штокверковая зона вытянута в северо-восточном направлении более 2 км. По данным буровых скважин, оруденелая зона в северо-восточном направлении постепенно выклинивается. К югу она ограничивается разрывным нарушением субширотного простирания с падением на север. К юго-западу наличие рудоносных участков подтверждается скважинами. Восточная граница штокверковой зоны проходит по водоразделу рр. Дуканадзор и Крункнер. В западной части оруденелая зона протягивается до водораздела р.р. Пиджут и Пакасаджур.

На Центральном участке месторождения (по оси шт. 2) оруденелая зона прослеживается до контакта базальтовых (диабазовых) порфиров и интрузивных пород.

Результаты разведочных работ и проведенные исследования показывают, что оруденелая зона вытянута в северо-восточном направлении, а штокообразное тело (жесткий упор) сложено диорит-порфиритами. Оно в действительности контролирует оруденение совместно с малыми интрузиями, субинтрузивными телами кварцевых диорит-порфиров, липарито-дацитовых порфиров, развитых в экзо- и эндоконтактовых участках массива кварцевых диоритов.

Наиболее детально изучена центральная часть рудоносной штокверковой зоны—юго-восточное и восточное обрамление штокообразного тела диорит-порфиров, где участки с интенсивной медно-молибденовой минерализацией приурочены в основном к разрывным структурам северо-восточного и субмеридионального простирания с падением в западные румбы, под углами 60—85°.

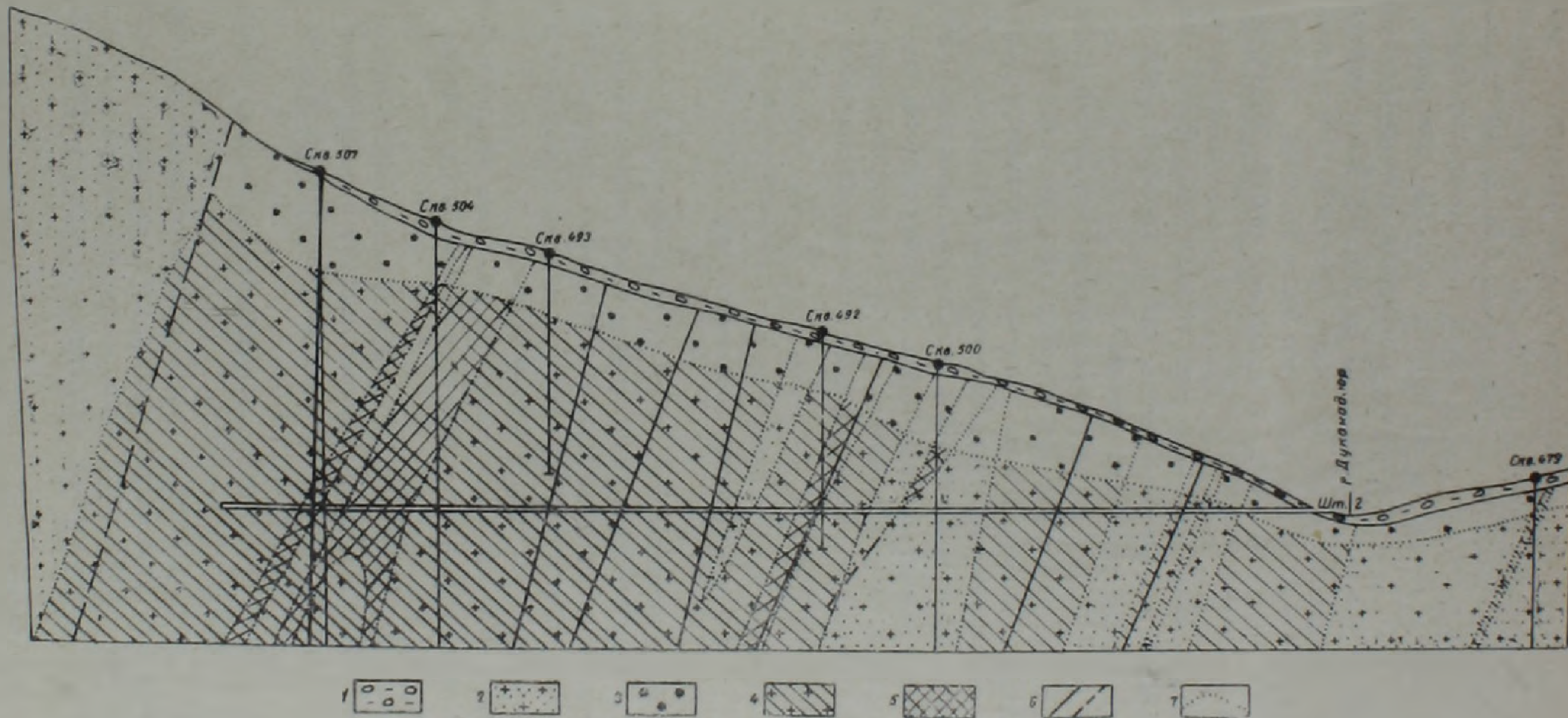


Рис. 2. Схематический геологический разрез по оси шт. 2. 1. Аллювиально-делювиальные отложения. 2. Гидротермально измененные кварцевые диориты и гранодиориты. 3. Зона окисления. 4. Оруденелые породы (содержание условной меди 0,5%). 5. Интенсивно оруденелые породы. 6. Тектонические нарушения. 7. Контуры пород и руд.

Главными и ценными компонентами сульфидных руд являются медь и молибден, представленные халькопиритом и молибденитом. По данным горных работ содержание меди в рудах варьирует от сотых долей % до 1,0—1,5%, а содержание молибдена—от 0,01 до 0,05%, редко—0,07—0,2%. Наиболее высокие содержания молибдена отмечаются на отдельных интервалах скважины 504 (0,133% и 0,127%) при содержании меди—0,25%. По шт. 2 на некоторых интервалах отмечаются богатые минерализованные участки (Cu—0,3—0,5%, Mo—0,04%). На интервале 660—730 м содержание меди достигает 0,5—1,0%. На отдельных участках штрехов 4 и 2 шт. 2 отмечаются более высокие содержания меди (0,25—0,8%, редко до 1,85%) и молибдена (0,014—0,088%, редко 0,144%).

Кроме меди и молибдена в рудах установлены цинк, свинец, мышьяк, сурьма, висмут, золото, серебро, никель, кобальт, рений, селен, теллур, кадмий, галлий, германий и индий.

В рудном поле Техутского месторождения за пределами выявленного штокверка, медно-молибденовая минерализация установлена на участках Крункнер, Пиджут, Шевут, Мангесте и Цахкашат в виде прожилков, жил, вкрапленников и прожилково-вкрапленных зон.

Оруденелые зоны сопровождаются весьма сложными и разнообразными изменениями пород: окварцеванием, карбонатизацией, пиритизацией, каолинизацией, серицитизацией, ангидритизацией, огипсованием и цеолитизацией. Нередко первичные породы целиком превращены в гидротермальные метасоматиты.

4. Геохимические особенности руд

На основании многочисленных химических, пробирных и спектральных анализов руд, сульфидных концентратов и мономинеральных фракций главных рудообразующих минералов и детальных минералогических исследований ниже приводится характер распределения ведущих и редких элементов в рудах Техутского месторождения.

Результаты химических и спектральных анализов редких и благородных элементов-примесей в главных рудообразующих сульфидах приводятся в таблицах 2 и 3.

Исследованиями в рудах месторождений выявлено несколько десятков химических элементов, среди которых высокие и повышенные концентрации в различных типах руд образуют: Cu, Mo, Zn, Pb, As, Sb, Co, Ni, Ag, Au, Re, Se, Te, Cd, Ga, Ge, In.

Ниже приводятся геохимические особенности наиболее характерных элементов руд в порядке их ценности.

Молибден принадлежит к числу распространенных и главных рудообразующих элементов месторождения. Он представлен в основном в виде дисульфида—молибденита. Содержание молибдена в рудах, по данным бороздового опробования, колеблется от 0,01 до 0,088%, в от-

дельных пробах достигая десятых долей процента, однако преимущественное содержание составляет 0,02—0,04%.

Основные концентрации молибдена связаны с рудами кварц-молибденитовой и кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации. Химическими и спектральными анализами молибден установлен и в других сульфидах (пирит, халькопирит, сфалерит) и жильных (кварц, ангидрит) минералах (0,001—0,01%). Эти содержания, по-видимому, обусловлены механической примесью молибденита.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в главных рудообразующих минералах Техутского медно-молибденового месторождения (по данным химических анализов)

Минералы	Рений		Селен		Теллур		Висмут		Германий		Кадмий	
	количество анализов	среднее содержание, г/т	количество анализов	среднее содержание, г/т	количество анализов	среднее содержание, г/т	количество анализов	среднее содержание, г/т	количество анализов	среднее содержание, г/т	количество анализов	среднее содержание, г/т
Молибденит	3	740	2	120	2	не обн.	1	11	1	2	—	—
Халькопирит	—	—	2	58	2	не обн.	2	290	2	3,5	—	—
Пирит	—	—	5	23	3	4	1	140	1	1,6	—	—
Сфалерит	—	—	2	27	2	6	—	—	1	6	2	3200

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в главных минералах Техутского медно-молибденового месторождения (по данным спектральных анализов)

Элементы	Молибденит		Халькопирит		Пирит		Сфалерит	
	количество анализов	пределы содержания в г/т	количество анализов	пределы содержания в г/т	количество анализов	пределы содержания в г/т	количество анализов	пределы содержания в г/т
Ni	4	8—13	8	18*	28	18—53	11	2*
Co	4	1—3	8	10*—100*	28	55—220	11	3*
Ag	4	2—4	8	12—42	28	3—18	11	8—42
Bi	4	11—24	8	13—48	28	4—13	11	5—130
Ga	4	2—3	8	2—4	28	2,4*	11	2—5
In	4	не обн.	8	3—5	23	не обн.	11	12—100
Cd	4	7*	8	7*	28	не обн.	11	100—3000
Ge	4	2—10	8	не обн.	23	1—7	11	8—15
Au	4	не обн.	8	не обн.	23	не обн.	11	не обн.

* Обнаружен в одной пробе.

Медь является широко распространенным и промышленно ценным элементом руд. Она представлена, главным образом, халькопиритом и другими минералами. Наиболее богатые медью руды образовались в кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации, где содержание меди составляет 0,5—1,0 и более процентов (штучные пробы). Небольшие содержания меди (сотые доли процента) установ-

лены в рудах кварц-пиритовой, кварц-молибденитовой и кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовой стадиях минерализации.

В пределах штокверка, по данным бороздового опробования, в интенсивно минерализованных зонах содержание меди колеблется в пределах 0,2—0,3—1,0%; между этими зонами в оруденелых породах содержание меди низкое (0,03—0,2%). Примесь меди отмечается и в других сульфидах руд.

Цинк встречается часто, но в небольших количествах. Основным минералом-носителем цинка в рудах является сфалерит. Наиболее богатые цинком руды образовались в кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовую стадию минерализации. Содержание цинка в этих рудах колеблется в пределах от десятых долей до целых процентов (штуфные пробы). Наибольшие содержания цинка (сотые доли %) установлены в рудах кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой стадии минерализации.

Рений относится к числу весьма рассеянных элементов руд. Высокие и повышенные содержания рения связаны с медно-молибденовыми рудами и в первую очередь с молибденитом. Последний является основным концентратом рения. Наиболее повышенные содержания рения связаны с рудами кварц-молибденитовой и кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой стадий минерализации. По данным химических анализов штуфных проб, в кварц-молибденитовых рудах установлено рения в пределах 1,5—5,0 г/т, в отдельных более богатых молибденитовых штуфах—от 10 до 75 г/т. В мономинеральных пробах молибденита содержание рения составляет 740 г/т (среднее из трех проб). В других сульфидах (пирит, халькопирит) рений в пределах чувствительности анализа не обнаружен. Рений является характерной и ценной примесью в рудах Техутокого месторождения.

Селен и теллур являются характерными и распространенными элементами руд. Повышенные содержания селена связаны с сульфидной минерализацией и в особенности с молибденитом и халькопиритом, а теллура—с блеклой рудой, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Селен и теллур присутствуют в рудах в виде изоморфной примеси, где они в рудообразующих сульфидах замещают серу. К настоящему времени самостоятельные минералы этих элементов не установлены.

В штуфных пробах молибденовой руды установлено селена—12,0 г/т (среднее из 4 проб), Те—не обнаружено. В медно-молибденовой руде селена—7,0 г/т (среднее из 5 проб), теллура—2,5 г/т. В медной руде селена—9,0 г/т (среднее из 4 проб), теллура—до 3,0 г/т. В медно-цинковой руде—селена до 2,0 г/т, теллура—не обнаружено.

В молибденитах установлено селена—120,0 г/т, Те—не обнаружено; в халькопиритах селена—58 г/т, Те—не обн., в пиритах—селена—23,0 г/т, Те—4,0 г/т; в сфалеритах—селена—27,0 г/т, Те—6,0 г/т.

Золото и серебро являются примесями в рудах месторождения и тесно связаны с сульфидными минералами. К настоящему времени по-

ка неизвестны самостоятельные минералы золота и серебра в рудах Техута. Изучение различных типов руд показывает, что повышенные содержания золота и в особенности серебра связаны с рудами поздних стадий минерализации: кварц-ангидрит-халькопирит-молибденитовой и кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовой. Медно-молибденовые руды содержат золота—следы—0,1 г/т, серебра—2,14 г/т (среднее из 13 проб). В пирит-халькопиритовых рудах установлено золота—следы—0,2 г/т, в среднем из 4 проб—0,15 г/т; серебра—3,5—26,0 г/т и в среднем из 4 проб—13,0 г/т. В халькопирит-сфалеритовых рудах обнаружено: золота—следы—0,2 г/т, серебра—10,0—40 г/т.

В мономинеральных пробах молибденита установлено серебра—2,0—1,0 г/т; халькопирита—12—42 г/т; в пирите—3,0—18,0 г/т, сфалерите—8,0—42,0 г/т; галените—130,0 г/т и блеклой руде—3,2 кг/т.

Наибольший интерес в отношении золота и серебра представляют минералы меди (медные концентраты).

Висмут является характерным элементом в рудах. Он тесно связан с халькопиритом, сфалеритом, пиритом и молибденитом. К настоящему времени в рудах Техута установлен только один минерал висмута—висмутин. Повышенные содержания висмута связаны с рудами средних и поздних стадий минерализации. В молибденитовой руде содержание висмута колеблется в пределах 10—20 г/т, в медной руде 26—48 г/т, медно-цинковой руде—15—27 г/т. В сульфидном концентрате (Cu—0,7%, Mo—3,61%) содержание висмута составляет 130 г/т.

В мономинеральных пробах молибденита спектральным анализом обнаружен висмут—11—24 г/т, в халькопирите—13—48 г/т, пирите—4—18 г/т, сфалерите—5—130 г/т (табл. 2). Химическим анализом висмут установлен: в молибдените—11 г/т, халькопирите—290 г/т, пирите—140 г/т (табл. 3). Висмут накапливается главным образом в медных концентратах.

Вольфрам установлен спектральными анализами в отдельных пробах медно-молибденовых руд и сульфидных концентратах в пределах 0,0004—0,0024 %.

5. Вопросы генезиса руд и перспективы оруденения

Месторождение находится на стадии поисково-оценочных работ, поэтому многие вопросы генезиса руд и перспективы оруденения требуют дальнейших углубленных исследований.

В образовании и размещении медно-молибденовых руд важное место принадлежит глубокозалегающему источнику рудообразующих флюидов и участкам раздробления пород, образующих штокверковый тип оруденения.

Широкое развитие разрывных нарушений и гидротермально измененных пород с несколько разобщенными проявлениями медно-молибденовой минерализации, а также степень, разнофациальность и разнотип-

ность изменений рудовмещающих пород наряду с многостадийностью рудного процесса указывают на долгоживущий характер источника оруденения.

Последовательное развитие источника оруденения привело к образованию роговиков, вторичных кварцитов, слюд и гидрослюд, ангидрита и гипса, карбонатов, кварца, хлорита, эпидота, каолинита и цеолитов. В рудный период тектонические импульсы следовали один за другим, поэтому основные рудообразующие стадии наложены, а их продукты переплетаются. Несмотря на их различия, эти продукты в целом характеризуются сходными минералого-геохимическими и структурно-текстурными особенностями.

Поскольку крупные близмеридиональные разрывы имеют выдержанный характер по простиранию и крутое падение, можно полагать, что они достигали значительных глубин и служили каналами для рудоносных флюидов, а участки брекчирования пород, образованные сопряженными трещинами, служили местом отложения руд. В этом отношении некоторую роль играли также контакты различных пород и выступы интрузивного массива под экраном эффузивной толщи.

Установлено, что Кохб-Шнохский интрузивный массив, с которым пространственно и парагенетически связано оруденение, образовался на умеренных глубинах (мощность покрывающих толщ составляла около 2,5 км). Следовательно, если возраст интрузива считать неокомским (доконьякским), то при учете результатов эрозии и эпигенетичности медно-молибденовой минерализации по отношению к интрузивным и жильным породам, оруденение также следует считать умеренно-глубинным, а возраст — коньякским.

Следует отметить спорность возраста интрузивных и жильных пород — некоторые исследователи считают их третичными. При этом следует учесть наличие слабой молибденовой минерализации в эоценовых породах (Мецдзор, Ваагнадзор, Назон-юрт и др.). Кроме того надо иметь в виду, что все жильные породы рудного поля являются дорудными, а среди них, правда пока предварительно, выделяются и третичные.

По минеральному составу руд и типам изменения пород рудообразование происходило в сложных и часто меняющихся кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях.

Парагенетические ассоциации минералов, многостадийность рудообразования, результаты декрипитации газовой-жидких включений (от 80°C до 390°C), а также характер изменения пород и другие признаки свидетельствуют о длительности процессов рудообразования, где основные продуктивные ассоциации минералов образовались при средних температурах.

В настоящее время Техутское месторождение находится в стадии поисково-оценочных работ, поэтому перспективы оруденения окончательно еще не выяснены, но по имеющимся данным довольно значительны. Очевидно, перспективы месторождения в первую очередь связаны

с изучением штокверка с медно-молибденовым оруденением. Кроме того, прямые признаки медно-молибденовой минерализации установлены также в различных участках рудного поля (Пиджукт, Шевут, Манстев, Цахкашат), на площади 20—25 кв. км. Все это в совокупности значительно расширяет перспективы оруденения.

Благоприятное сочетание всех рудоконтролирующих факторов предопределяет место концентрации промышленных руд. Поэтому цель дальнейших исследований—выявить все рудоконтролирующие факторы, а затем участки их сочетания и проявления рудной минерализации.

Кохб-Шнохский интрузивный массив, по отношению которого оруденение бесспорно является наложенным, имеет большие размеры и если связь оруденения является парагенетической с породами массива, то не исключена возможность обнаружения новых проявлений медно-молибденовой минерализации. При молодом возрасте оруденения его следует искать и за пределами интрузивных пород, в связи с другими рудоконтролирующими факторами.

Техутское месторождение по характеру оруденения имеет многие черты сходства с известными медно-молибденовыми месторождениями — Агарак, Бошкуль, Сорокос и др. Месторождение имеет значительные перспективы и заслуживает дальнейших геологоразведочных и научно-исследовательских работ.

Первоочередными задачами являются: составление различных крупномасштабных геолого-структурных карт для отдельных участков и всего рудного поля; уточнение возраста оруденения и условий образования руд; выявление всех рудоконтролирующих факторов; определение формы и размеров штокверка, его внутреннего строения и характера распределения оруденения; установление влияния физико-механических свойств и химического состава пород на отложение и распределение руд; выявление минералого-геохимических и структурно-текстурных особенностей руд с учетом результатов разведки глубоких горизонтов месторождения и выяснение взаимоотношений медно-молибденового оруденения с другими типами руд.

Открытие медно-молибденового штокверкового оруденения в Сомхетско-Карабахской зоне представляет значительный интерес также с точки зрения общих металлогенических построений.

Сравнительно недавно медно-молибденовая минерализация была установлена в Шамшадинском и Кедабекском районах, в пределах Храмского кристаллического массива и западнее—в Понтидах, недалеко от г. Батуми в бассейне р. Мургул. Многочисленные медно-молибденовые месторождения и проявления также известны в центральном Иране и Пакистане в ассоциации с эоценовыми вулканитами и прорывающими их гранитоидными интрузиями. Практически к этой формации руд относятся Агарак, Каджаран, указанное выше месторождение Мургул, а также небольшие месторождения Парага, Дастакерт, Далидаг и др. Таким образом, можно говорить о специализации мезо-кайнозойских

гранитоидов Тавро-Кавказской области в отношении медно-молибденового оруденения.

Вопрос о возрасте Техутского месторождения пока остается открытым, хотя имеющиеся данные говорят в пользу позднекайнозойского возраста оруденения. Твердо установлено, что Кохб-Шнохская интрузия прорывает фаунистически охарактеризованные отложения оксфорда (порфириты с линзами коралловых известняков) в районе сс. Айрум, Кохб, Ноябрьян. Обломочный материал интрузии обильно представлен в отложениях сеномана и в более молодых горизонтах верхнего мела.

В литературе высказывалось мнение о том, что указанные гранитоидные интрузии, к которым тяготеет медно-молибденовая минерализация, сопровождают процессы тектоно-магматической активизации регенерационного типа.

З а к л ю ч е н и е

1. Рудное поле Техутского медно-молибденового месторождения входит в Алаверди-Кафанскую структурно-металлогеническую зону. Оруденение в основном сконцентрировано в апикальной части Кохб-Шнохской интрузии гранитоидного состава. В локализации оруденения важное значение имели разрывные нарушения, зоны дробления, контакты жильных пород и эндоконтактовые участки интрузивного массива. Рудоконтролирующими структурами являются прототектонические трещины интрузии и более поздние разрывные нарушения. Среди них наиболее выдержанными и интенсивно оруденелыми являются сбросо-сдвиговые нарушения и сопряженные с ними трещины оперения, расположенные вдоль вытянутого интрузивного массива.

2. Формирование месторождения происходило длительное время в результате проявления нескольких импульсов трещинообразования и отложения минеральных парагенезисов. Начальный период рудного процесса выражен гидротермальным изменением вмещающих пород (окварцевание, серицитизация, пиритизация и др.). На основании изучения минеральных ассоциаций, структурно-текстурных и геохимических особенностей руд, в процессе рудообразования выделяются следующие стадии минерализации: 1) кварцевая (безрудная), 2) кварц-пиритовая (с молибденитом), 3) кварц-молибденитовая, 4) ангидритовая, 5) кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая, 6) кварц-кальцит-пирит-халькопирит-сфалеритовая, 7) кварц-карбонатная и 8) гипсовая, среди которых наиболее ценными являются кварц-молибденитовая и кварц-ангидрит-пирит-халькопирит-молибденитовая.

Минералого-геохимические особенности руд и условия их локализации указывают на принадлежность Техутского месторождения к медно-молибденовой формации.

3. По морфологическим особенностям и способу отложения рудных компонентов выделяются прожилково-вкрапленные, вкрапленные, жиль-

ные и брекчиевидные руды, образующие в совокупности штокверковый тип оруденения. В пределах штокверка оруденение распределено весьма неравномерно—интенсивно минерализованные участки, в виде отдельных полос, чередуются с зонами слабой минерализации. Рудоносная штокверковая зона вытянута в северо-восточном направлении и характеризуется значительными размерами.

4. Главными и ценными компонентами руд являются медь и молибден, представленные в основном халькопиритом и молибденитом. Кроме меди и молибдена в рудах установлены цинк, свинец, мышьяк, сурьма, висмут, золото, серебро, рений, селен, теллур, кадмий, галлий, германий, индий, вольфрам и др. Среди отмеченных элементов наиболее ценными при комплексном использовании руд, наряду с медью и молибденом, могут являться рений, селен, теллур, золото, серебро и висмут. В молибденовых концентратах накапливаются рений, селен, теллур, висмут, а в медных—селен, теллур, висмут, золото и серебро.

5. Месторождение пространственно и парагенетически связано с Кохб-Шнохским интрузивным массивом. Оруденение сформировалось на умеренных глубинах при средних температурах, в сложных и часто меняющихся кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условиях.

Перспективы месторождения к настоящему времени окончательно не выяснены. Однако имеющиеся данные поисково-разведочных и научно-исследовательских работ, а также сравнение с аналогичными промышленными месторождениями говорят о наличии в рудном поле Техутского месторождения всех благоприятных рудообразующих факторов, указывающих на значительные перспективы медно-молибденового оруденения.

Месторождение заслуживает проведения дальнейших геологоразведочных и научно-исследовательских работ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 19.VI.1980

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ, Է. Խ. ՂՈՒԼՅԱՆ, Գ. Հ. ՓԻՋՅԱՆ, Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ,
Ա. Ս. ՓԱՐԱՄԱՋՅԱՆ, Է. Շ. ՀՈՎՍԵՓՅԱՆ, Ս. Գ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Խ. Գ. ԿԱԼՍՏՅԱՆ

ԹԵԽՈՒՏԻ ՊԼԻՆԶ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Վ

Հոդվածում քննարկվում են Բեղուտի հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի, ստրուկտուրայի, հանքայնացման տեղայնացման, հանքառաջացման պրոցեսի զարգացման ստադիականության, հանքանյութերի միներալոգա-երկրաքիմիական առանձնահատկությունների, առաջացման պայմանների և հեռանկարների հարցերը: Պարզված է, որ հանքավայրը պատկանում է

շտոկվերկային տիպի հանքանյութերի պղինձ-մոլիբդենային ֆորմացիային
և առաջացել է Կոդր—Շնոդի գրանիտոիդային ինտրուզիվ դանդաժի էնդո-
կոնտակտային զոնայում, միջին ջերմաստիճանների պայմաններում, միջին
խորություններում, հանքառաջացման բազմաստադրիալ պրոցեսի հետևանքով:

A. T. ASLANIAN, E. KH. GHULIAN, G. H. PIDJIAN, SH. H. AMIRIAN,
A. S. FARAMAZIAN, E. SH. HOVSEPIAN, S. G. HAROUTIUNIAN,
KH. G. GALUSTIAN

THE TEGHUT PORPHYRY COPPER AND MOLYBDENUM DEPOSIT

S u m m a r y

The problems of geological and tectonic structure, mineralization localization and stages of ore-forming process, the forming conditions and prospects of Teghut ore deposit are considered in this report. The ore deposit is attributed to the copper-molybdenum formation of stock-work type and it is considered to be formed in the endomorphic zone of Kokhb-Shnogh granitoid stock at middle temperatures and moderate depths being a result of a polystage ore-forming process.

УДК 553.3/4 (479)

И. Г. МАГАКЬЯН, А. И. КАРАПЕТЯН, Г. О. ПИДЖЯН, Э. А. ХАЧАТУРЯН

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАРАЛЛЕЛИ: КАВКАЗ-ЗАКАВКАЗЬЕ- ИРАН-АНАТОЛИЯ-БАЛКАНЫ

В статье рассматриваются вопросы образования и размещения рудных формаций на различных отрезках (от Балкан до Западного Пакистана) структурно-металлогенического пояса Центрального Средиземноморья.

Сходные черты геологического развития и магматизма обусловили формирование месторождений одних и тех же рудных формаций, их комплексов и серий в пределах различных частей Центрального Средиземноморья. Большое сходство однотипных рудных формаций, развитых в пределах различных металлогенных поясов (Средиземноморский, Тихоокеанский и др.) является свидетельством глобальных общих закономерностей в формировании эндогенного оруденения.

Центральное Средиземноморье охватывает отрезок одноименного пояса, включающий Динариды и Эллиниды на западе, Балканы, Анатолию, Кавказ с Закавказьем, Армянское нагорье в центральной части, Иран и Западный Пакистан на востоке (рис. 1).

В истории развития рассматриваемой территории выделяются три цикла складчатости: байкальский, герцинский и альпийский, которые однако играли существенно различную роль в превращении пояса в область завершенной складчатости. От ранних к поздним циклам возрастает размер площадей завершенной консолидации. Герцинская консолидация, охватившая почти всю территорию эпибайкальской платформы, лишь частично и то во внешних его зонах сохранилась в последующую альпийскую эпоху. В мезозое почти на всей территории внутренних зон Центрального Средиземноморья произошла регенерация геосинклинального режима. На герцинском, местами байкальском складчатом основании формировались вторично-геосинклинальные зоны, некоторые из которых прослеживаются вдоль почти всего пояса. К числу наиболее протяженных зон следует отнести выделенную Г. А. Твалчрелидзе [3, 4] Балкано-Понтийско-Малокавказско-Иранскую вулcano-плутоническую зону, общей протяженностью свыше 3 тыс. км. Интересны также Динаро-Эллинско-Таврская, Северо-Анатолийско-Севано-Акеринская, Памбак-Зангезур-Карадагская и др. вулканические зоны. В качестве важнейших образований, объединяющих разные части пояса, можно отметить Родо-Мало-Мавро-Мендересско-Киршхирскую зону средних мас-

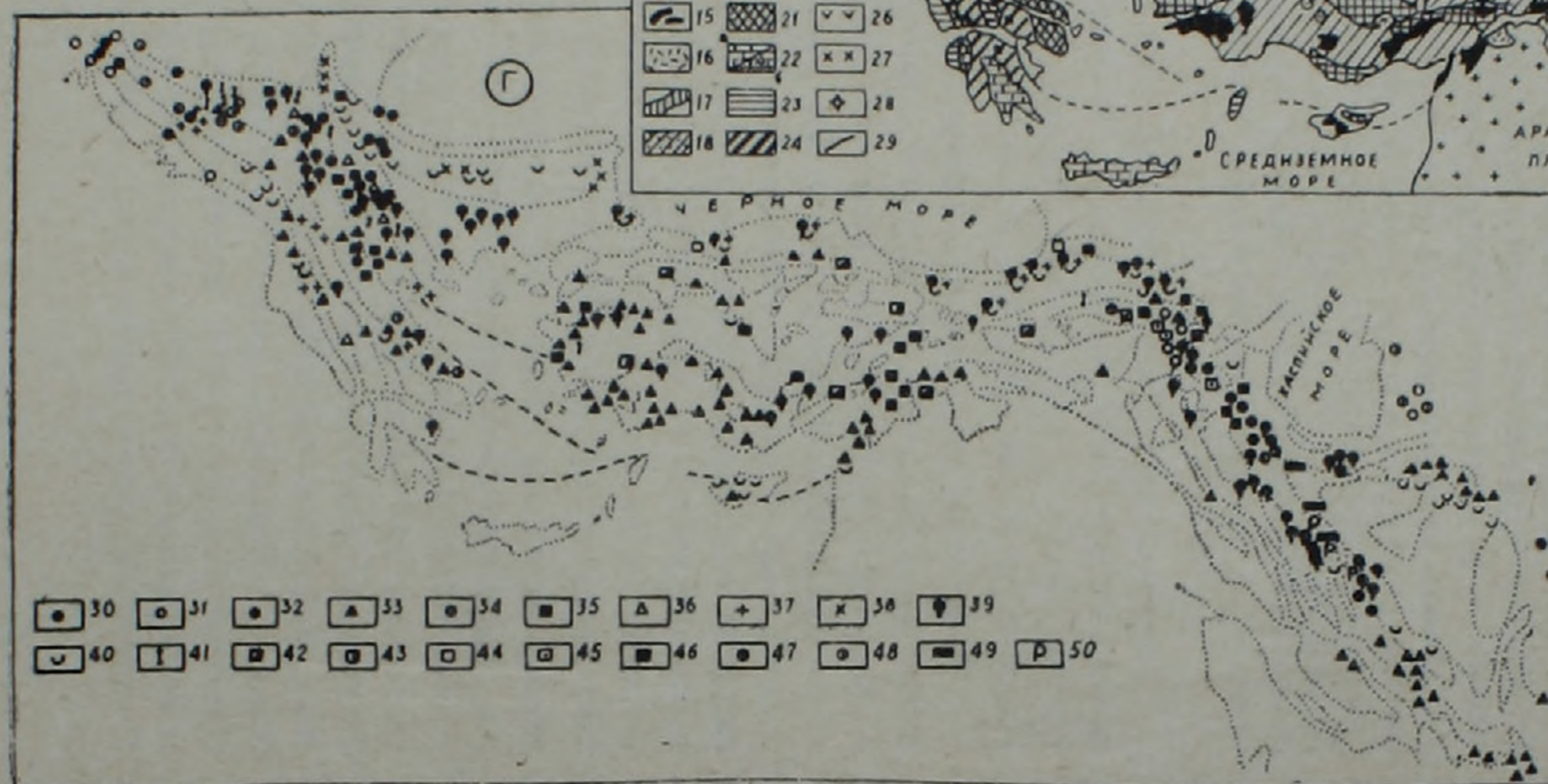
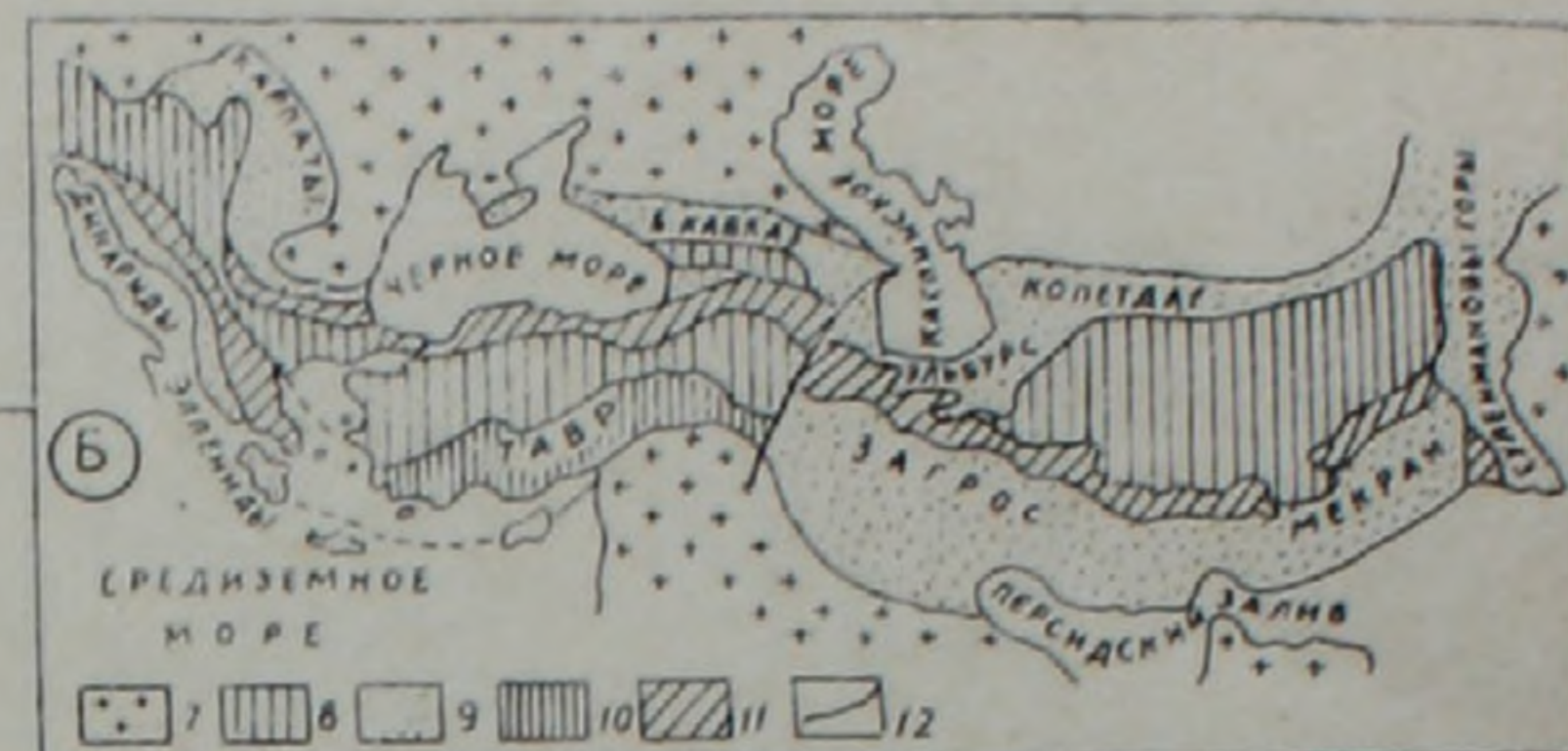


Рис. 1. Памбак-Загезурская структурно-металлогеническая зона в системе Средиземноморского пояса.

А. Положение Средиземноморского пояса по отношению к осколкам Гондваны (по В. Н. Соболевской). 1) Внешние границы древних кратонов Гондваны; 2) Древние платформы системы Гондваны; 3) Байкальская и палеозойская складчатости и обрамлении Гондваны; 4) Зоны распространения альпид средиземноморского типа, развивающихся на палеозойской складчатости (южная половина тихоокеанского обрамления); 5) Области развития кайнозойской складчатости, связанной с регенерированной мезозойской складчатостью (северная половина Тихоокеанского обрамления); 6) Разломы.

Б. Схема размещения вулканических поясов Восточного Средиземноморья (по Г. А. Твалчрелидзе). 7) Древние и эпипалеозойские платформы; 8) Средние массивы; 9) Альпийские складчатые сооружения; 10) Первичногеосинклинальный пояс Динариды, Эллины и Тавриды; 11) Вторичногеосинклинальный пояс Среднегорья, Понта, Малого Кавказа, Центрального Ирана и Пакистана; 12) Пальмиро-Апшеронский линцамент.

В-Г. Схема тектоники (В) и размещения основных месторождений важнейших рудных формаций.

Г. Динаро-Тавридо-Малокавказско-Ирано-Афганского сегмента Средиземноморского пояса (составлена с использованием карт Д. Штеклина, И. Кетина, А. Гансера, Ж. Обуэна, Н. В. Архипова, Е. Е. Милановского, М. В. Муратова, В. П. Понкратова, Б. А. Соколова, Г. А. Твалчрелидзе, В. Е. Ханна и др.).

13) Средние и древние массивы, местами перекрытые чехлом молодых осадков; 14) Альпийские складчатые зоны; 15) Массивы основных и ультраосновных пород, меланж; 16) Верхнемеловые и неогеновые наземные вулканические излияния; 17) Палеозойские породы; 18) Мезозойские породы; 19) Кайнозойские флишевые осадки; 20) Молассовые осадки краевых прогибов; 21) Древние ядра геоантиклиналей; 22) Геоантиклинали внешних Динариды (а) и Высокий Карст (б); 23) Многогеосинклинали; 24) Офиолитовые геосинклинальные прогибы; 25) Эвгеоантиклинальные зоны Малого Кавказа; 26) Эвгеосинклинальные зоны Малого Кавказа; 27) Памбак-Загезур-Курдистанская геоантиклинальная зона; 28) Вулканы плиоценовые и четвертичные; 29) Глубинные разломы; 30—50); Важнейшие рудные формации: 30) Урановая; 31) Ртутная; 32) Олово-молибден-мышьяк-золото-медно-сурьмяная; 33) Хромитовая; 34) Медно-никель-кобальтовая; 35) Скарповая железорудная; 36) Железо-графитовая; 37) Железо-марганцевая; 38) Железо-медно-молибден-вольфрамовая; 39) Свинцово-цинковая; 40) Колчеданная (FeS_2 и Cu); 41) Сурьмяно-ртутная (иногда с мышьяком); 42) Скарповая вольфрам-молибденовая; 43) Урано-полиметаллическая; 44) Скарповая полиметаллическая; 45) Золото-полиметаллическая; 46) Золото-теллур-полиметаллическая; 47) Медно-молибденовая; 48) Баритовая; 49) Марганцевая; 50) Редкометалльная.

Д. Структурные зоны Малого Кавказа (составлена с использованием карт А. Г. Асланяна, Г. А. Твалчрелидзе, А. Т. Вегуни).

51) Закавказская межгорная депрессия; 52) Сомхето-Карабахская и Кафанская интрагеоантиклинальные зоны; 53) Севано-Акеринский офиолитовый пояс; 54) Памбак-Загезурская интрагеоантиклинальная зона; 55) Ереван-Ордубадская и Приараксинская зоны; 56) Породы докембрия и палеозоя; 57) Зоны наложения неоген-четвертичных межгорных прогибов.

сивов. В пределах различных частей Центрального Средиземноморья имеются сравнительно менее протяженные зоны со сходным геологическим строением, магматизмом и рудоносностью. В качестве примеров отметим Вардарскую и Измиро-Анкарскую зоны, складчатые зоны Альп, Карпат, Большого Кавказа и Западного Копетдага.

Сходные черты геолого-тектонического строения и магматизма обусловили формирование в пределах различных частей пояса одних и тех же рудных формаций, комплексов и их серий.

В частности, для внешних (северных) зон наиболее характерны месторождения медноколчеданной, полиметаллической и свинцово-цинковой формаций (Карпаты, Восточные Альпы, Балканы, Передовой хребет Большого Кавказа).

Для внутренних зон характерно широкое развитие месторождений хромитовой и меднорудной формаций. Первая из них развита во Внутренних Динаридах, Западном и Центральном Тавре, Северо-Анатолийской, Измиро-Анкарской зонах, а также в зоне главного надвига Загроса и Бендер-Аббаса, меднорудная формация развита в Болгарском Среднегорье, во внешних Динаридах, Понтийско-Сомхето-Карабахской, Центрально- и Восточно-Таврской, Эльбурсской и др. зонах, где они проявлены в тесной связи с офиолитовым и базальтоидным магматизмом собственногеосинклинальных стадий.

В некоторых внутренних зонах с различной интенсивностью проявлены месторождения медно-молибденовой формации (Памбак-Зангезур-Карадагская, Эльбурская зоны, Болгарское Среднегорье, Внутренние Динариды). В этих же зонах, нередко с охватом территорий срединных массивов в связи с позднеорогенной стадией альпийской эпохи и позднеальпийской тектоно-магматической активизацией срединных массивов образовались месторождения золото-полиметаллической, ртутной, сурьмяной, мышьяковой рудных формаций (Северо-Анатолийско-Севано-Акеринская, Памбак-Зангезур-Карадагская, Урмия-Дохтурская, Центрально- и Западно-Эльбурская, Мендересская зоны, а также зоны Внутренних Динарид).

Внутренние и внешние зоны Центрального Средиземноморья наряду с отмеченными сходствами характеризуются многими индивидуальными особенностями. Широко развитые в зоне Большого Кавказа месторождения полиметаллической, мышьяковой, вольфрамовой, молибденовой, оловорудной, редкометальной формаций раннеорогенной стадии герцинской эпохи отсутствуют или проявлены очень слабо в Балканах, которые, в свою очередь, сравнительно богаты железорудной (сидеритовой) формацией. Кроме того сопоставляемые зоны отличаются возрастом оруденения, интенсивностью и масштабами проявления месторождений одних и тех же рудных формаций. Так, в рудных районах Альп, Карпат, Балкан свинцово-цинковая формация развита в карбонатных породах триаса, медноколчеданная формация в сланцевых толщах, а на Большом Кавказе эти же формации развиты соответственно в породах верхней юры и вулканогенно-осадочных образованиях.

Для различных частей внутренних зон Центрального Средиземноморья характерен различный возраст превалирующих вулканогенных и плутогенных рудных формаций: верхняя юра, поздний мел, палеоген, неоген, четвертичный. При этом с востока на запад возрастает рудоносность неоген-четвертичного вулканизма, в обратном направлении происходит перемещение центров вулканизма. Динариды отличаются от Тавриды значительным развитием эксталяционно-осадочных месторождений железа и сравнительно меньшим развитием крупных месторождений медноколчеданной и хромитовой формаций. Эти две области в свою очередь существенно отличаются от Малого Кавказа и Загрос-Мекранской провинции отсутствием или слабым проявлением месторождений медно-молибденовой формации.

Зона Большого Кавказа отличается от Малого Кавказа хорошо выраженным оруденением герцинской и киммерийской металлогенических эпох. На Малом Кавказе оруденение относится главным образом к киммерийской и альпийской эпохам.

Восточная часть Центрального Средиземноморья отличается от других провинций, в том числе и от Большого и Малого Кавказа, Понта и Тавра сравнительно слабым проявлением медноколчеданной, вольфрамовой, мышьяковой, золоторудной формаций и наличием значительных скоплений руд железа, свинца, цинка. Формирование эндогенных рудных формаций рассматриваемого отрезка Средиземноморского пояса имело место в результате четырех металлогенических эпох: байкальской, герцинской, киммерийской и альпийской, продукты которых, однако проявлены с различной интенсивностью. Это частично обусловлено тем, что местами (Динариды, Б. Кавказ и др.) герцинский цикл полностью поглощал каледонский, в результате выделение каледонской эпохи существенно осложнено.

В других районах оруденение байкальской эпохи представлено графит-магнетитовой, вкрапленной железорудной, кварц-золоторудной, железо-кварцевой рудными формациями, пространственно тесно связанными с выходами метаморфических сланцев докембрий-нижнепалеозойского возраста (Арзакан-Апаранский массив М. Кавказа). Метаморфогенные рудные формации значительное развитие имеют также в пределах Родопского, Сербо-Македонского, Центрально-Анатолийских и других срединных массивов.

Оруденение киммерийской металлогенической эпохи развито главным образом в пределах Альпийско-Карпато-Балканской, Динарской, Большой Кавказской, Таврской провинций и представлено: колчеданной, хромитовой, железо-марганцевой, никель-кобальтовой (собственногеосинклинальная стадия), шеелит-молибденитовой, редкометальной, железорудной, стратиформной свинцово-цинковой (раннеорогенная стадия), золото-полиметаллической, урановой, ртутной, сурьмяной формациями руд (позднеорогенная стадия).

Оруденение киммерийской металлогенической эпохи проявлено в пределах Большого и Малого Кавказа и развивалось в две стадии:

Ранняя собственногеосинклинальная стадия выражена мощной вулканогенно-осадочной толщей юрского возраста, прорванной небольшим субвулканическими штоками кварцевых порфиров и альбитофиров предверхнеюрского возраста. В тесной пространственной и, по-видимому, парагенетической связи с этими субвулканическими интрузиями находятся руды колчеданных формаций, главным образом медные, а также серноколчеданные и барито-полиметаллические месторождения Малого Кавказа—Алавердская группа, Кедабек, Чирагидзор, Кафан и др., месторождение Граматиково в НРБ.

К собственногеосинклинальной стадии, возможно, относится внедрение части гипербазитовых интрузий Анатолии и Балкан (J_3), с которыми связаны некоторые крупные месторождения хромитовых руд среди дунитов и перидотитов.

Раннеорогенная стадия выражена внедрением гнабиссальных гранитоидных интрузий нижнемелового возраста, с которыми генетически связана скарновая железорудная формация (Дашкесан, Кохбокая группа, Шишкерт и др.) и гидротермальные месторождения кобальта, меди, золота, свинца, цинка, барита.

Альпийская металлогеническая эпоха в Центральном Средиземноморье развивалась в три стадии:

Ранняя стадия проявилась широко на Балканах, в Анатолии и Динарской провинции, Армянском нагорье, Загрос-Мекранской провинции и выражена в накоплении мощных толщ вулканогенно-осадочных пород верхний мел-эоценового возраста, которые прорваны субвулканическими штоками порфиров, дацитов и андезитов верхнеэоценового возраста. С ними тесно связаны месторождения колчеданных руд Балкан (Бор, Радка, Елшица, Челопеч), Анатолии (Дзансул, Кварцхана), Малого Кавказа (Маднеули, Тандзут, Чибухлы).

В тех же областях в эту же стадию формируются месторождения кристаллических марганцевых руд вулканогенно-осадочного генезиса, подчиненных эффузивно-осадочным толщам верхнего мела, эоцена, олигоцена (?). К этой формации относятся месторождения Эрегли, Картла и Кевуль в Анатолии, Панагуириште, Добра Надежда, Победа, Пожарево, Ямбол в НРБ, Молладжала, Тетри-цхаро, Саригюх, Сваранц на Малом Кавказе.

Большая часть гипербазитов Балкан, Анатолии, Малого Кавказа, с которыми связаны месторождения хрома, также формировались в собственногеосинклинальную стадию альпийской эпохи.

Раннеорогенная стадия альпийской металлогении на разных участках пояса наступает разновременно—от рубежа среднего-позднего эоцена до рубежа олигоцена-миоцена. Выражена она интрузиями умереннокислых гранитоидов, которые внедрялись в несколько фаз в интервале времени от верхнего эоцена до олигоцена-миоцена. В тесной пространственной и генетической связи с гранитоидами находятся месторождения собственномагматических, скарновых и гидротермальных железных

рудных формаций, а также многочисленные месторождения медно-молибденовых, полиметаллических, молибден-полиметаллы-урановой, золото-сульфидных формаций, развитых на Балканах, в Анатолии, Закавказье и Иране.

Позднеорогенная стадия. Переход от раннеорогенной стадии к позднеорогенной повсеместно протекает одновременно в позднем миоцене или перед плиоценом. Им завершается металлогеническое развитие области: вдоль наиболее поздних разломов, секущих ранее сформированные структурные зоны, внедряется серия малых интрузий умереннокислого состава, с которыми связаны месторождения золото-теллур-полиметаллической, медно-молибденовой формаций. К числу интересных образований этой стадии относятся вулканогенно-гидротермальные рений-молибденовая, медно-молибден-ренийная, апатит-магнетитовая, а также ртутная, мышьяковая, сурьмяная и др. формации. Месторождения этих формаций развиты на Малом Кавказе, Карпатах, Балканах, в Анатолии, Армянском нагорье.

В целом для Центрального Средиземноморья господствующими рудными формациями являются хромитовая, медноколчеданная, полиметаллическая, скарновая железорудная, медно-молибденовая, золото-полиметаллическая, марганцевая. Сравнительно меньшее развитие имеют титаномagnetитовая, ртутная, урановая, мышьяковая, золото-теллур-полиметаллическая, золото-сурьмяно-полиметаллическая формации.

Хромитовая формация относится к группе типоморфных образований собственногеосинклинальных стадий с подкоровым источником рудного вещества. Связана она с гипербазитами различного возраста (от позднепалеозойского до третичного), имеет своих представителей на Балканах (Ореза, Люботен), Анатолии (Гулеман, Дагарды, Айдын), в зоне Передового хребта Б. Кавказа (Баденское), в Понтийско-Малокавказской зоне (Чанкыры, Ташкепрю, Шоржа, Гейдара), Иране (Мирмахмуд, Фарнаб, Амир, Хамраб и др.).

Медноколчеданная формация также относится к числу типоморфных вулканогенных образований ранних стадий с подкоровым рудным веществом. Связана с формированием вулканогенно-осадочных комплексов альпийской, киммерийской, герцинской, металлогенических эпох. Развита она в Балканах (Бор, Радка, Челопеч и др.), Анатолии (Кварцхана, Дзансул, Эргани-Маден), на Малом Кавказе (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Маднеули, Кедабек), Большом Кавказе (Уруп, Худес), в Иране (Каман-Яла, Бозорог и др.).

Медно-молибденовая формация руд типа «*porphyry copper*» относится к числу конвергентных плутоногенно-гидротермальных образований ранне- и позднеорогенных стадий геосинклинального развития со смешанным (ювенильно-коровым) рудным веществом. Оруденение связано с гранитоидами третичного, отчасти мелового-юрского возраста. Наиболее интенсивно проявлена на Малом Кавказе, в Иранском Курдистане (Каджаран, Агарак, Далидаг, Техут, Шикахох, Сюнгин), а также на Балканах (Дева, Медет, Асарел и др.).

Эксталяционно-осадочная марганцевая формация относится к числу конвергентных вулканогенных образований собственногеосинклинальной и отчасти раннеорогенных стадий развития пояса с преимущественно ювенильным источником рудного вещества. Представлена она многочисленными небольшими месторождениями на Балканах (Победа, Добра Надежда), Турции (Эрегли, Картла, Кевуль и др.), Закавказье (Саригюх, Сезкар, Сваранц, Тетрицхаро, Молладжали) и в Иране (Рабаткерим).

Скарповая железорудная формация представлена месторождениями среднего масштаба, связанными с умереннокислыми гранитоидами герцинского, киммерийского и альпийского возрастов (Банат и др. на Балканах, Диврик в Турции, Дашкесан, Раздан и др. на Малом Кавказе).

Золото-полиметаллическая рудная формация развита главным образом на территориях Армянской ССР, НР Болгарии, Чехословакии, Турции, а значительные по масштабам месторождения золото-теллур-полиметаллической формации развиты на Карпатах, в Болгарии, Армении, Азербайджане.

Интересно и разнообразно проявлены месторождения ртутных, мышьяковых рудных формаций, развитые в пределах Балкан, Карпат, Кавказа-Закавказья, Анатолии, Ирана.

В целом необходимо подчеркнуть большое сходство, нередко аналогичию сообществ рудных формаций (комплексов) различных отрезков этой единой геолого-структурной и металлогенической области—Центрального Средиземноморья.

Сопоставление рудных формаций различных металлогенических эпох прежде всего позволяет подчеркнуть особую роль альпийской металлогенической эпохи, охватывающей почти всю эту территорию и в особенности ее восточную часть. В противоположном конце и во внутренних зонах развиты рудные формации герцинской эпохи. В центральной части пояса рудные формации альпийской эпохи местами ассоциируют с таковыми киммерийской и байкальской эпох. С востока на запад моноциклическое оруденение сменяется полициклическим, а затем бициклическим. С севера на юг, с востока на запад происходит омоложение оруденения. Так, если во внешних зонах Центрального Средиземноморья и на западе проявлены рудные формации герцинской эпохи, то во внутренних зонах и на востоке проявлены рудные формации только альпийской эпохи.

Для рудных провинций с полициклическим оруденением от ранних к поздним эпохам интенсивность оруденения возрастает, увеличивается относительная роль орогенных стадий. Значительно меняется относительная интенсивность проявления вулканогенных и плутогенных рудных формаций. От ранних к поздним металлогеническим эпохам роль вулканогенных рудных формаций с подкоровым рудным веществом в связи с собственногеосинклинальными стадиями уменьшается и возрастает относительная интенсивность проявления вулканогенных рудных формаций с коровым и ювенильно-коровым рудным веществом.

Для позднеорогенных стадий, наоборот, от ранних к поздним металлогеническим эпохам возрастает роль вулканогенных рудных формаций и, в особенности, с коровым рудным веществом в связи с базальтоидным финальным вулканизмом.

Рудные формации, очень сходные с Средиземноморокими, широко развиты в пределах внутренней зоны Тихоокеанского металлогенического пояса на Камчатка-Корякском нагорье, в Японии, на Тайване, Филиппинах, Соломоновых островах, Британской Колумбии, Западных штатах США, Мексики, Перу, Чили. Эта однотипность рудных формаций на обширных пространствах свидетельствует о глобальных общих закономерностях в образовании эндогенных руд.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI. 1980.

Հ. Գ. ՄԱԳԱԿՅԱՆ, Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Գ. Հ. ՓԻԶՅԱՆ, Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՄԻՋԵՐԿՐԱՍՏՈՎՅԱՆ ՄԵՏԱԳԱՐՆԱԿԱՆ ԳՈՏՈՒ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ
ՄԱՍԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆԵՐԸ ԵՎ ԿՈՎԿԱՍ—ԱՆԻՐԿՈՎ—
ԿԱՍ—ԻՐԱՆ—ԱՆԱՏՈԼԻԱ—ԲԱԼԿԱՆՆԵՐ ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ
ՋՈՒԴԱՀԵՌԱԿԱՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Հոդվածում քննարկվում են Միջերկրածովյան մետաղածնական գոտու կենտրոնական մասի տարրեր հատվածներում (Բալկաններից մինչև Արևմրտյան Պակիստան) հանքային ֆորմացիաների առաջացման և տեղաբաշխման հարցերը:

Երկրաբանական դարդադրման և մագմատիզմի նման հատկանիշները պայմանավորել են միևնույն հանքային ֆորմացիաների, նրանց համալիրների և սերիաների հանքավայրերի ձևավորումը Միջերկրածովյան մետաղածնական գոտու կենտրոնական մասի տարրեր հատվածների սահմաններում: Տարրեր մետաղածնական գոտիների սահմաններում (Միջերկրածովյան, Խաղաղօվկիանոսյան և այլն) դարգացած միատիպ հանքային ֆորմացիաների մեծ նմանությունը հանդիսանում է ներծին հանքայնացման ձևավորման համամոլորակային ընդհանուր օրինաչափությունների վկայությունը:

H. G. MAGHAKIAN, A. I. KARAPETIAN, G. H. PIDJIAN, E. A. KHACHATURIAN

THE CENTRAL MEDITERRANEAN ORE FORMATIONS AND THE
GEOLOGICAL PARALLELS BETWEEN CAUCASUS-TRANSCAUCASUS-
IRAN-ANATOLIA-BALKANS

S u m m a r y

The genesis and localization problems of ore formations in different segments (from the Balkans to the Western Pakistan) of Central Mediterranean structural-metallogenic belt are considered in this paper.

The geological development and magmatic processes similar features stipulated the existence of ore deposits of similar ore formations, complexes and series in the Central Mediterranean different parts. The great resemblance of the same type ore formations developed in different metallogenic belts (Mediterranean, Pacific etc.) testifies to the global general regularities for endogenous ore formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Магакьян И. Г. Металлогения. «Недра», М., 1974.
2. Магакьян И. Г. Глобальное распределение главных металлических элементов в земной коре континентов. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). «Недра», М., 1972.
4. Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности типов вулканических поясов. «Недра», М., 1977.

УДК 553.1(479.25)

Н. И. МАГАКЯН, Т. М. АРУТЮНЯН, С. С. АКМАЕВА, С. О. КАРАГУЛЯН

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РУД ЗОДСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Состав золотосодержащих руд определяет их обогатимость. По комплексу признаков на Зодском месторождении установлено несколько минералого-технологических разновидностей сульфидных и окисленных руд. Экспериментальными исследованиями показано, что эффективность различных способов обогащения (гравитационного, флотационного и цианирования), для этих разновидностей заметно отличается. С учетом условий залегания, определяющих возможность селективной добычи и переработки, выделено три геолого-технологических типа руд: а) мышьяковистые (полисульфидные) в метасоматитах; б) полиметаллические в кварцевых порфирах; в) окисленные и полуокисленные (смешанные) руды верхних горизонтов.

Указанные типы руд могут перерабатываться как селективно, так и совместно по комплексной схеме. В последнем случае необходимо выдерживать определенное соотношение составных частей перерабатываемой шихты.

Одной из важнейших предпосылок для решения проблемы рационального использования минерального сырья является всестороннее изучение его вещественного состава, позволяющее совершенствовать схемы переработки руд и оптимизировать режим отдельных циклов технологических процессов, с целью повышения извлечения компонентов.

На многих месторождениях состав первичных руд в значительной степени варьирует, чем обуславливается их различная обогатимость. Большое влияние на этот показатель оказывают также процессы гипергенеза—окисленные разновидности руд требуют принципиально иных способов обогащения, а в некоторых случаях вообще теряют промышленную ценность. В практическом отношении важное значение имеет характер распределения оруденения. Этим фактором определяется возможность селективной добычи и переработки различных по составу руд.

Весь указанный комплекс вопросов рассматривает геолого-технологическая типизация. Основные принципы типизации руд при геологических и технологических исследованиях для месторождений цветных металлов Армянской ССР разработаны В. И. Луценко и Г. Г. Шехяном. Такая типизация (классификация) проведена нами на Зодском месторождении. Прежде чем перейти к ее результатам, для ясности дальнейшего изложения представляется целесообразным уточнить применяемую терминологию.

Понятие «минеральный тип руд» трактуется в литературе [3, 5, 7] достаточно определенно и однозначно. Такие типы выделяются с учетом состава слагающих руды минеральных ассоциаций, их текстурно-струк-

турных и морфологических особенностей. Дополнительным требованием для выделения минеральных типов является возможность их фиксации в полевых условиях, т. е. они должны быть локализованы в разных рудовмещающих полосах или слагать отчетливо устанавливаемые отдельные участки рудных тел.

Разные геолого-технологические типы руд характеризуются существенно отличным минеральным составом (с учетом текстурно-структурных особенностей и характера вмещающих пород), что предопределяет их технологические свойства. Во многих случаях для отдельных геолого-технологических типов целесообразно применение различных схем обогащения или существенно отличающихся технологических режимов (степень измельчения, реагенты, продолжительность процессов и т. п.). Обязательным условием для выделения геолого-технологических типов является возможность их раздельной добычи и переработки, т. е. они должны слагать отдельные участки месторождения или достаточно крупные рудные тела. Если последнее требование не соблюдается, то можно говорить лишь о наличии минералого-технологических разновидностей руд.

Иногда, в силу различных обстоятельств, разные геолого-технологические типы руд могут обрабатываться в общей шихте (и, следовательно, рассматриваться как разновидности). Однако в этом случае технологическая схема должна быть комплексной и учитывать свойства всех составных частей шихты. При этом эффективность ее отдельных переделов будет зависеть от вариаций состава перерабатываемых руд.

Таким образом, геолого-технологические типы руд могут включать одну или несколько минералого-технологических разновидностей, которые, в свою очередь, представлены определенными минеральными типами.

Минералогия руд Зодского месторождения детально изучена и описана Ш. О. Амиряном [1]. Им указаны минеральные ассоциации на основе которых выделяются минеральные типы сульфидных руд: пирит-арсенопиритовый, полиметаллический (полисульфидный), антимонитовый (сульфоантимонитовый) и золото-теллуридный.

Широкое развитие процессов гипергенеза привело к образованию четкого месторождения зоны окисленных руд. Здесь сульфиды и теллуриды разложены, выщелочены и превращены в различные гидроокислы. Окисленные и полуокисленные (смешанные) руды также представляют собой особые минеральные типы.

Начатые впервые С. С. Акмаевой и Ш. О. Амиряном специальные минералого-технологические исследования, продолженные и развитые авторами настоящей статьи, показали, что указанные минеральные типы руд Зодского месторождения характеризуются разной обогатимостью.

На эффективность переработки золотоносных руд оказывает влияние целый ряд факторов [6].

Для руд Зодского месторождения важнейшими из них являются:

1. Степень окисления золотосодержащих сульфидов и теллуридов.
2. Дисперсная (гранулометрическая) характеристика самородного золота и его распределение по минералам-носителям.
3. Формы нахождения золота.
4. Состав минеральной ассоциации.
5. Состав рудовмещающих пород.

Окисление минералов-носителей золота самым непосредственным образом отражается на технологических свойствах руд. С одной стороны, резко ухудшается их флотационная способность, что снижает эффективность соответствующего способа обогащения. В то же время разрушение сульфидов и теллуридов приводит к «освобождению» заключенных в них частиц золота, облегчает доступ к ним растворов и, тем самым, способствует высокому извлечению золота в процессе выщелачивания цианидами. Степень окисления руд легче всего определяется по содержанию окисленных форм железа и серы. С учетом отмеченного, С. С. Акмаевой предложена следующая классификация:

1. Окисленные—Fe окисленное более 70%.
2. Смешанные—Fe окисленное 30—70%.
3. Сульфидные—Fe окисленное менее 30%.

Формы нахождения золота, его распределение в различных минералах и размеры золота определяют очень важную технологическую характеристику золотых руд—их фазовый состав. Последний устанавливается рациональным анализом, а также минералграфическими исследованиями. При этом выявляется количество: а) «свободного» золота (относительно крупных его самородных частиц), которое можно извлечь гравитационными способами; б) золота «в сростках», извлекаемого при флотации (с сульфидами и теллуридами), а также цианированием; в) тонкодисперсного золота, часть которого (в сульфидах и теллуридах) извлекается во флотоконцентрат, а другая (в нерудных минералах теряется в отвальных хвостах; г) «ржавого» золота (покрытого окисленными пленками), которое также теряется, если не применять специальные методы обработки руды.

Как показали проведенные исследования, фазовый состав золота в рудах Зодского месторождения довольно изменчив. Так, количество «свободного» золота колеблется от 3—4 до 50—60% и более. Дисперсное золото в сульфидах составляет от 1—2 до 20%, а в нерудных минералах—от 0 до 2—3%.

Колебания фазового состава характерны для всех указанных минеральных типов руд. В то же время устанавливается, что в золото-теллуридной и полиметаллической (полисульфидной) ассоциациях относительное количество дисперсного золота меньше, чем в пирит-арсенопиритовой. Естественно, что «ржавое» золото наблюдается лишь в окисленных рудах. Отмеченное, как будет показано ниже, в определенной степени сказывается на обогатимости выделяемых геолого-технологических типов и их разновидностей.

Из указанных четырех минеральных ассоциаций более или менее самостоятельным развитием пользуются пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая (полисульфидная) и антимонитовая (сульфоантимонитовая). Золото-теллуридная ассоциация, как правило, наложена на ранее сформированные руды и образует лишь мелкие прожилки, вкрапления и небольшие гнезда (размеры от нескольких мм до 10—15 см). Из руд, представленных указанной ассоциацией, практически невозможно получить самостоятельную технологическую пробу, поэтому они не могут рассматриваться даже как минералого-технологическая разновидность.

Для сульфидных руд в качестве таковых нами выделены:

а) мышьяковистые руды (с преобладанием пирит-арсенопиритовой ассоциации);

б) полиметаллические руды;

в) свинцово-сурьмяные руды (с преобладанием антимонитовой ассоциации):

Количественная минералогическая характеристика этих разновидностей приведена в табл. 1.

Таблица 1

Минералы	Разновидности руд		
	мышьяковистая	полиметаллическая	свинцово-сурьмяная
	относительное количество рудных минералов, %		
Пирит	25—40	30—40	25—40
Арсенопирит	30—35	1—5	20—30
Марказит	5—10	30—50	2—5
Сфалерит	1,5—5,5	5—10	1,5—4
Халькопирит	1—4	5—10	0,1—0,5
Галенит	0,1—0,5	0,5—1,0	0,0—3,0
Буланжерит	0,1—0,5	0,1—0,5	3,5—6,0
Антимонит	—	—	25—40
Прочие	до 0,5	до 2	до 1

Приведенные данные наглядно свидетельствуют о заметных отличиях состава выделенных разновидностей, в соответствии с чем они легко диагностируются.

Основные рудные тела Зодского месторождения¹ локализованы в тальк-карбонатных метасоматитах и дайках кварцевых липарито-дацитовых порфиров. Указанные породы резко отличаются по составу и, в некоторой степени, физико-механическим свойствам [2]. Это обстоятельство весьма существенно отражается на технологических свойствах руд, что наглядно проявилось при технологических исследованиях. Весьма примечательно, что в дайках преимущественно развито полиметаллическое оруденение, а в телах, локализованных в метасоматитах, преобладает мышьяковистая разновидность руд.

¹ Здесь не рассматриваются прожилковые руды в массиве габбро, слагающие отдельный морфологический и геолого-технологический тип.

В процессе систематического минералого-технологического изучения руд Зодского месторождения нами были отобраны и подвергнуты испытаниям характерные пробы всех указанных разновидностей.

Места отбора и краткая характеристика проб приводятся ниже (табл. 2), а результаты рационального анализа форм золота—в табл. 3.

Выполнялись также спектральные и химические анализы, которые показали хорошую сходимость с данными минералогических исследований.

Таблица 2

№	№№ проб.	Рудное тело	Главные рудные минералы	Минералого-технологическая разновидность
1	ЗТП—1	Р. т. № 1	Пирит, антимонит, арсенопирит	Сурьмяная в метасоматитах
2	ЗТП—2	Р. т. № 4 и 39	Пирит, халькопирит, сфалерит, галенит	Полиметаллическая в кварцевых липарито-дацитовых порфирах
3	ЗТП—3	Р. т. № 1	Пирит	Полисульфидная (пиритистая) в метасоматитах
4	ЗТП—4	Р. т. № 1	Пирит, арсенопирит	Мышьяковистая в метасоматитах
5	ЗТП—5	Р. т. № 2	Гидроокислы железа	Скисленная

Таблица 3

Форма золота	Распределение золота, %				
	ЗТП—1	ЗТП—2	ЗТП—3	ЗТП—4	ЗТП—5
Золото свободное	6,0	4,3	5,6	7,0	6,0
Золото „в сростках“	28,6	42,3	2,7	15,4	82,3
Итого легкоцианируемого золота	34,6	46,6	8,3	22,4	88,3
Содержание золота в исходной пробе, в условных единицах	940	650	100	820	280

Так проба ЗТП-1 отличается резко повышенным (на 1—2 порядка по сравнению с другими) содержанием сурьмы. В пробе ЗТП-2 ощутима концентрация свинца, меди и цинка, а в пробе ЗТП-4—мышьяка. Рудная минерализация пробы ЗТП-3 представлена, главным образом, пиритом, что и подтверждается анализами. В пробе ЗТП-5 относительное количество окисленного железа превышает 70%.

Весьма показательны данные рационального анализа. Несмотря на существенную разницу в абсолютной концентрации золота в исследуемых пробах, относительное количество «свободного» золота примерно одинаково во всех разновидностях. Дисперсного (не цианируемого) золота больше всего в пробах ЗТП-3 и ЗТП-4, отобранных из рудного тела № 1. Относительно велико и его количество в пробе ЗТП-1 из того же рудного тела. Резко повышено содержание легкоцианируемого золота в окисленных рудах, что объясняется, прежде всего, его высвобождением при разложении сульфидов и теллуридов-носителей. В полиметаллической разновидности дисперсного золота меньше, чем в других, к тому же значи-

тельная часть его выделений (более 20%) приурочена к контактам разноименных минералов и доступна воздействию цианистых растворов.

Отличия в минеральном составе проб и фазовом состоянии содержащегося в них золота определяют различную эффективность разных технологических процессов. Это отчетливо подтверждается результатами экспериментов, в процессе которых пробы подверглись гравитации, флотации и цианированию.

Опыты по гравитационному обогащению проводились при измельчении проб до 2 мм. В соответствии с содержанием «свободного» золота его извлечение в рассматриваемом цикле колеблется в пределах 4,5—8%.

Значительно больше отличаются результаты флотационного обогащения. Опыты по флотации проводились при следующих условиях: измельчение 83%—0,08 мм, время флотации—30 мин, расход ксантогена—200 г/т, соснового масла—60 г/т.

Результаты опытов приведены в табл. 4.

Как следует из приведенных данных, результаты флотационного обогащения проб существенно отличаются. Хуже всего флотируются окисленные руды пробы ЗТП-5: большая часть полезного компонента переходит в хвосты флотации, а степень его концентрации в пенном продукте не превышает 2,5х. Почти такие же показатели получены при флотации пробы ЗТП-3, что, по-видимому, обусловлено низким содержанием золота в исходной руде. Этим фактором, однако, нельзя объяснить ощутимые отличия в обогатимости проб ЗТП-1, ЗТП-2 и ЗТП-4. Лучшие показатели по извлечению в концентрат и степени концентрации получены для полиметаллических руд в дайке кварцевых порфиров (проба ЗТП-2). Достаточно высоко извлечение во флотоконцентраты золота из свинцово-сурьмяных руд (проба ЗТП-1). Значительно хуже показатели для мышьяковистой разновидностей, что, вероятно, связано с ошламованностью (оталькованностью) руды и ощутимыми потерями в хвостах золотосодержащих рудных минералов в виде сростков с нерудными, т. е. обусловлено текстурно-структурными особенностями этого типа. Обращает на себя внимание также повышенное содержание мышьяка в концентрате (достигающее 4%). Как указывалось, эффективность извлечения золота цианированием непосредственно связана с доступом раствора к поверхности золотинок. Эта возможность затрудняется (или вовсе исключается), если тонкодисперсные частицы золота заключены в массе нерастворимых сульфидов и кварца. Именно такая форма резко преобладает как в мышьяковистых, так и в полисульфидных пиритистых рудах, локализованных в метасоматитах (пробы ЗТП-3 и ЗТП-4 из рудного тела № 1). Характерно, что здесь, даже во флотоконцентратах, не установлено визуально наблюдаемых частиц самородного золота. В сурьмяных и полиметаллических рудах количество достаточно крупных золотинок ощутимо—они наблюдаются как в исходной руде, так и во флотоконцентратах (пробы и концентраты ЗТП-1 и ЗТП-2). Максимально благоприятные условия для доступа растворов и образования цианидов золота создает

полное разложение сульфидов. Такие условия характерны для окисленных руд, представленных пробой ЗТП-5.

Изложенным объясняются данные рационального анализа проб и результаты опытов по прямому их цианированию, приведенные в табл. 5. Опыты проводились в следующих условиях: измельчение—83%—0,08 мм, время выщелачивания—18 часов, концентрация KCN—0,04%, концентрация CaO—0,02%.

Результаты проведенных опытов показывают, что в двух основных циклах обогащения (флотации и цианирования) изученные пробы проявляют существенно различные свойства. Как полисульфидная (пиритистая), так и мышьяковистая разновидности золотоносных руд, локализо-

Таблица 4

№№ проб	Извлечение в концентрат (с. %)	Степень обогащения
ЗТП—1	81,2	4,1
ЗТП—2	92,3	4,9
ЗТП—3	64,4	2,8
ЗТП—4	65,3	3,5
ЗТП—5	45,3	2,5

Таблица 5

№№ проб.	Извлечение золота в раствор цианида (%)
ЗТП—1	33,5
ЗТП—2	46,6
ЗТП—3	8,3
ЗТП—4	22,2
ЗТП—5	88,3

ванные в тальк-карбонатных метасоматитах, отличаются ощутимо худшей обогатимостью. Важно подчеркнуть, что в отличие от окисленных руд их относительно низкая обогатимость в цикле флотации не компенсируется высоким извлечением золота при цианировании. Ожидаемое извлечение золота при обогащении исследованных руд по комбинированной схеме (гравитация+флотация+цианирование) составляет: для сурьмяной, полиметаллической и окисленной разновидностей—около 90%, а для полисульфидной и мышьяковистой в метасоматитах—70—75%.

Таким образом, результаты технологических испытаний проб, представляющих характерные разновидности руд Зодского месторождения, полностью подтверждают правомерность и целесообразность предложенной нами их типизации.

При этом необходимо учесть следующее.

Применение комбинированной технологии переработки руд практически полностью решает проблему обогащения окисленных их разновидностей. Общее извлечение золота (в концентраты и раствор) остается достаточно высоким.

Сложнее обстоит дело с обогатимостью различных типов и разновидностей сульфидных руд. Проведенные опыты наглядно свидетельствуют о том, что при стандартных условиях предварительной подготовки (степени измельчения) и проведения технологических процессов (режимы флотации и цианирования) результаты обогащения отдельных типов и разновидностей руд заметно отличаются.

Некоторые из этих разновидностей (например, свинцово-сурьмяная) не играют существенной роли в общем балансе руд месторождения. В

то же время другие — полиметаллическая в кварцевых порфирах и мышьяковистая (пирит-арсенопиритовая) в тальк-карбонатных метасоматитах, не только обособлены пространственно, но и определяют характер минерализации отдельных рудных тел, т. е. отвечают всем необходимым условиям для выделения в самостоятельные геолого-технологические типы.

Вопрос о целесообразности их раздельной переработки остается дискуссионным (добыча разных типов руд фактически и в настоящее время производится раздельно), однако во всех случаях необходимость оперативного регулирования и оптимизации технологических режимов (в зависимости от состава добытой шихты) несомненна. Планировать средний состав перерабатываемых руд необходимо как по содержанию золота, так и по минералого-технологическим признакам.

Для этого необходимо систематически определять и учитывать не только содержание полезных компонентов в недрах и добываемой массе, но также особенности минерального состава руд.

В ы в о д ы

1. На Зодском месторождении четко выделяются три геолого-технологических типа руд.

а) окисленные и полуокисленные (смешанные) руды всех минеральных типов, развитые на верхних горизонтах; б) мышьяковистые (полисульфидные) руды, локализованные в жильных зонах и жиллообразных телах в пределах метасоматитов; в) полиметаллические руды, приуроченные к дайкам кварцевых лаварито-дацитовых порфиров.

2. Все геолого-технологические типы руд могут добываться и перерабатываться как раздельно, так и в шихте по комплексной схеме. В последнем случае однако необходимо выдерживать определенное соотношение составных частей шихты, с целью обеспечения постоянства ее технологических свойств.

Научно-исследовательский и проектный
институт цветной металлургии
(Армнипроцветмет) МЦМ СССР, г. Ереван

Поступила 12.III.1980.

Ն. Հ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ, Տ. Մ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ, Ս. Ս. ԱԿՄԱՆՅԱՆ, Ս. Հ. ԿԱՐԱԴՈՒՆՅԱՆ

ԶՈՂԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱ-
ՏԵԽՆՈԼՈԳԻԱԿԱՆ ՏԻՊԱԿԱՆԱՑՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ոսկի պարունակող հանքանյութերի կազմը կանխորոշում է նրանց հարստացման ենթարկվելու ունակութիւնը: Մի շարք հատկանիշների հիման վրա Զոդի հանքավայրում հաստատված է սուլֆիդային և օքսիդացած հանքանյութերի մի քանի միներալոգա-տեխնոլոգիական տարբերակների գոյութիւնը: Փորձարարական հետազոտութիւնները ցույց են տալիս, որ հարստացման տարբեր եղանակների (պրավիտացիոն, ֆլոտացիոն, ցիանացման) էֆեկտիվութիւնը վերոհիշյալ տարբերակների համար զգալիորեն պահպան-

վում է: Հաշվի առնելով հանքանյութերի տեղադրման պայմանները, որոնք կանխորոշում են նրանց ընտրողական արդյունահանման և վերամշակման հնարավորությունը, բերվում է հանքանյութերի երեք երկրաբանա-տեխնոլոգիական տիպ. ա) մկնդեղային (քաղմասուլֆիդային)՝ մետասոմատիտներում, բ) բազմամետաղային՝ քվարցային պորֆիրներում և գ) վերին հորիզոնների օքսիդացած և կիսաօքսիդացած (խառն) հանքանյութեր:

Հանքանյութերի վերոհիշյալ տիպերը կարող են վերամշակվել ինչպես ընտրողաբար, այնպես էլ համատեղ՝ կոմպլեքսային սխեմայով: Վերջին դեպքում անհրաժեշտ է վերամշակվող բովախառնուրդի մեջ պահպանել բաղադրիչ մասերի որոշակի համամասնություն:

N. H. MAGHAKIAN, T. M. HAROUTIUNIAN, S. S. AKMAYEVA, S. H. KARAGULIAN

THE ORES GEOLOGICAL-TECHNOLOGICAL TYPIFICATION OF ZOD ORE DEPOSIT

S u m m a r y

The gold-bearing ores composition predeterminates their enrichmentness. By a complex of indications some mineralogical-technological varieties of sulfide and oxidized ores are revealed at Zod ore deposit. The experimental investigations show the various effectiveness of different enrichment methods (gravitational, flotation, cyanidation) for those varieties. Taking into account the localization conditions which determine the possibility of selective mining and working three geological-technological ore types are distinguished; 1) arseniferous (polysulfidic) ores in metasomatites, 2) polymetallic ores in quartz porphyries, 3) oxidized and semioxidized (mixed) ores of upper horizons.

The mentioned ore types may be worked both by selective and joint complex scheme. The application of the latter case requires definite ratio of working charge constituent parts.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амирян Ш. О. Зодское золоторудное месторождение (минералогия, геохимия и условия образования руд). В кн. «Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР». Ереван, 1974.
2. Вартинян С. У и др. Влияние петрофизических особенностей пород на локализацию гидротермального оруденения в ультраосновных породах. Ж. «Геология рудных месторождений», т. XX, № 5, М., 1978.
3. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. «Недра», 1964.
4. Луценко В. И., Шехян Г. Г. и др. — Статистический анализ данных геологической разведки для технологической типизации руд. Тезисы докл. Мат. Юбилейной научной сессии НИГМИ, Ереван, 1960.
5. Магакян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. Всес. минер. об-ва, 2-я серия, 1950, ч. 79, вып. 4.
6. Магакян И. И. Зависимость технологических свойств золотосодержащих руд от их минерального состава. «Промышленность Армении», № 10; 1978.
7. Петровская Н. В. Самородное золото, Изд. «Наука», М., 1973.

УДК 552.52(179.25)

Г. Б. НИСАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

ПИРОФИЛЛИТ, ПАРАГОНИТ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР КАК ИНДИКАТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

В статье дается описание и генетическая интерпретация очень редко встречающихся в осадочных породах парагонита и пирофиллита, а также сопутствующих глинистых минералов из палеозойских отложений Армянской ССР.

Авторы приходят к выводу о метагенетическом происхождении пирофиллита и парагонита, которые фиксируют предметаморфические фации в условиях, когда региональный метаморфизм накладывается на метаморфизм погружения. Авторы считают, что для указанных условий ассоциация пирофиллит-парагонит-неупорядоченный (псевдомоноклинный) каолинит-гидрослюда $2M_1$ является критической и намечает собой рубеж между собственно осадочными и метаморфическими фациями.

Пирофиллит считался до недавнего времени типичным минералом метасоматических и метаморфических фаций. Милло [7] указывает на несколько случаев обнаружения обломочного и эпигенетического пирофиллита в осадочных породах. В 60-х годах в Советском Союзе пирофиллит в цементе песчаников описан А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым [5, 6], А. В. Копелювичем [4]. Сведений о пирофиллите в осадочных отложениях до сих пор еще очень мало [1], поскольку в них, особенно в глинах, он встречается довольно редко. Несколько больше информации о парагоните [1, 2, 3, 10, 11, 12], но и этот минерал весьма редок в осадочных отложениях. Отсюда интерес, который могут представить парагонит и пирофиллит в глинистых породах карбонатно-терригенной формации верхнего девона—нижнего карбона Армянской ССР.

Отложения карбонатно-терригенной формации распространены в двух тектонических зонах—Приараксинской и Зангезурской. В последней они локализованы вблизи участков развития глубинных разломов, что обусловило некоторое своеобразие глинистых пород этой зоны.

Глинистые сланцы и аргиллиты ассоциируют с известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами. Мощность формации достигает в Приараксинской зоне 1700—1800 м. Глинистые породы составляют около 20% объема формации. Мощность глинистых пластов обычно колеблется в пределах 0,2—5 м, иногда достигает более 50 м. Породы содержат остатки брахиопод, кораллов, фораминифер, пелеципод, гастропод; характерно наличие карбонатно-кремнисто-глинистых конкреций. Глины серые, темно-серые, массивные, иногда рассланцованные. Вдоль сланцеватости отмечаются скопления белой слюды, пирита, угли-

финирированные фрагменты растений. Глины алевроитистые, реже алевроитовые и песчаные, карбонатность в среднем составляет 4,5%. Структура и текстура глин алевропелитовая, мегапелитовая, микрослонистая, пятнистая, сланцеватая. Песчаные и алевроитовые частицы составляют 20—30% объема породы; представлены кварцем, альбитом, слюдами, обломками пород (осадочных, метаморфических, кислых магматических), реже цирконом, магнетитом, пиритом. Обломки пород и полевые шпаты нередко интенсивно изменены—вплоть до полного замещения глинистыми и кремнистыми минералами, слюдами, кальцитом, гидроокислами железа. Глинистая основа пронизана тонкодисперсным кварцем, гидроокислами железа, углистым веществом, кальцитом. Участками глинистая масса раокристаллизована в сравнительно крупные (0,02—0,04 мм) чешуйки, игольчатые и тонкопризматические кристаллиты, которые в глинистых сланцах располагаются субпараллельно сланцеватости. Раковины фораминифер, фрагменты криноидей, водоросли замещены кальцитом, кремнистым и глинистым веществом. Некоторые раковины фораминифер и стебли криноидей по периферии сложены глинистым веществом, погасяющим как монокристалл, а ядра—перекристаллизованным кальцитом; у других, наоборот, ядра замещены глинисто-кремнистым материалом, а стенки—кальцитом. Таким образом, аутигенные глинистые минералы развиваются по глинистой основе, обломкам пород и минералов, остаткам микроорганизмов.

Неглинистые аллотипенные компоненты представлены измененными минералами и обломками пород (~85%), альбитом (2%), овежими обломками пород (~1%), кварцем (5%), мусковитом (3%), цирконом (3%), турмалином (2%), рутилом (~1%); из аутигенных присутствуют гидроокислы железа (до 100%), пирит, рутил, анатаз, турмалин, флюорит, кальцит, кварц, халцедон.

Все указанные выше особенности характерны для пород обеих зон—Приараксинской и Зангезурской, различия наблюдаются в составе глинистых минералов. В глинах Приараксинской зоны основными глинистыми минералами являются каолинит (50—80%), гидрослюда (20—40%), парагонит (до 20%); как второстепенные примеси встречаются Fe-Mg—хлорит и смешаннослойный монтмориллонит-гидрослюда. В глинах Зангезурской зоны каолинит и гидрослюда остаются главными минералами, но важным компонентом является также пирофиллит; другие минералы-примеси почти отсутствуют. Таким образом, для Приараксинской зоны характерна парагонит-гидрослюда-каолинитовая ассоциация, для Кафанской—пирофиллит-гидрослюда-каолинитовая.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d=7 \text{ \AA}$, $3,5 \text{ \AA}$ и т. д. (табл. 1). По данным электронографии, структура каолинита несовершенная, период «С» не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами: $a=5,13 \text{ \AA}$, $b=8,92 \text{ \AA}$.

На термограммах (рис. 1, обр. 18п и 15п) фиксируются одна эндотермическая и одна экзотермическая реакции с максимумами соот-

Результаты рентгеновского анализа гидрослюд и каолинитов карбонатно-терригенной формации

Обр. 11				Обр. 26			
		Гидрослюда				Каолинит	
d, n	J	hkl	hkl	d, n	J	hkl	hkl
10,1	4	0,01	—	10,0	3	—	001
7,1	2	—	001	7,15	10	001	—
4,98	3	002	—	4,94	2	—	002
4,48	0	110,020	020,110	4,45	9	020,110	020,110
4,26	1	—	—	3,57	10	002	—
3,52	2	—	002	3,35	7	—	003
3,35	10	003	—	2,56	9	201, др.	130
2,57	10	130	201, др.	2,50	3	200,131	—
2,46	2	—	—	2,45	3	—	—
2,39	2	—	—	2,38	2	003	—
2,30	1	—	—	2,34	5	202, др.	—
2,24	2	220	—	2,28	2	113,131	—
2,13	3	—	—	2,24	2	—	220
1,986	4	005	203,132	2,19	2	132,220	—
1,812	5	—	—	2,13	—	—	—
1,694	3	310	—	1,988	4	203,132	—
1,664	4	—	—	1,889	1	133	—
1,538	5	—	—	1,840	1	139, др.	—
1,497	8	060	—	1,810	1	—	—
1,484	1	—	0,60	—	—	—	—
1,451	1	—	—	1,779	1	004	—
1,381	3	—	—	1,655	4	240, др.	—
1,371	4	—	—	1,534	2	230	—
1,296	4	400	—	1,489	7	060	—
1,286	1	—	—	1,449	3	061	—
1,202	3	—	—	1,425	1	005	—

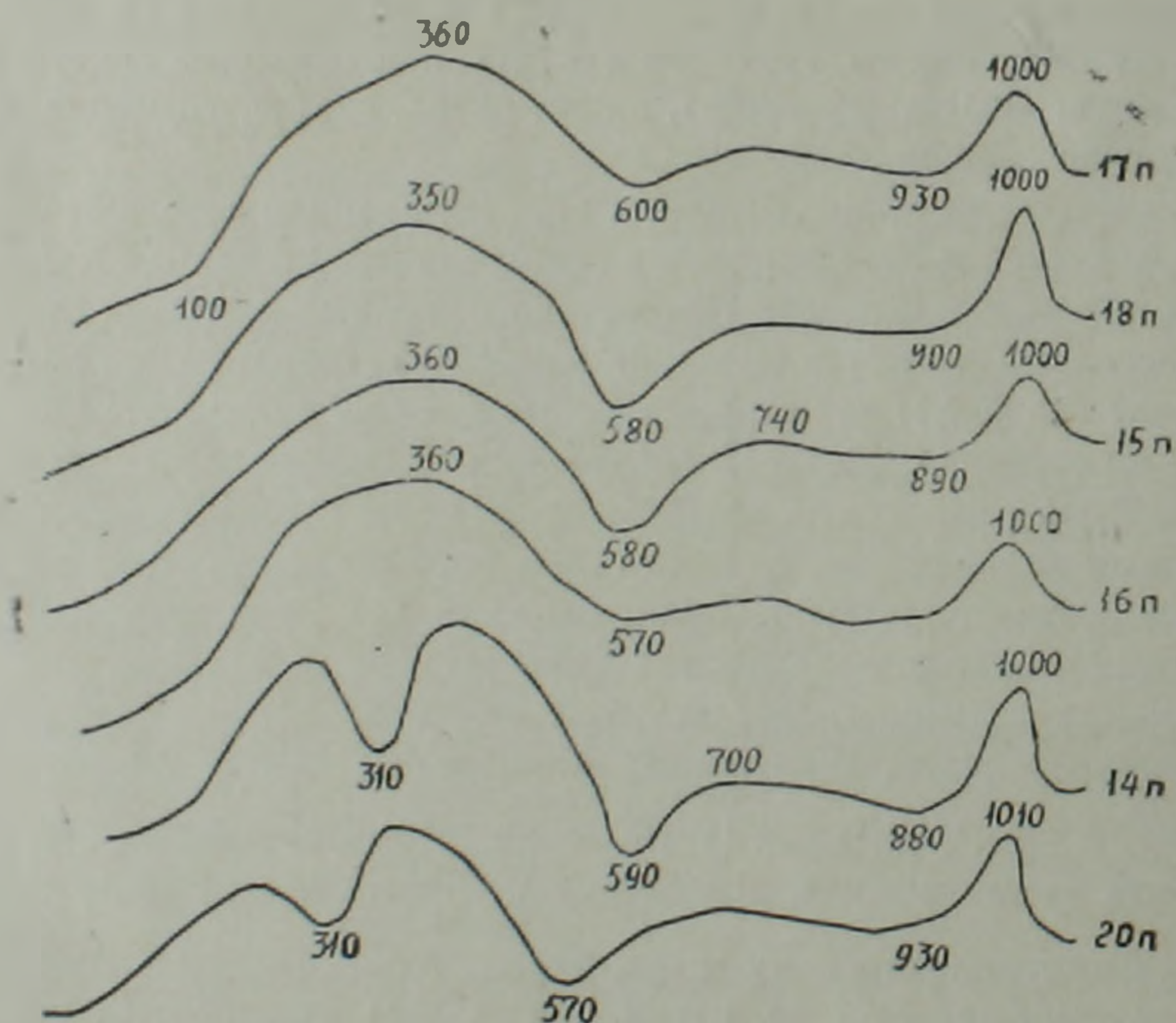


Рис. 1. Термограммы каолинит-гидрослюдистых глин.

ветственно при 600—660°C и около 1000°C. Химический состав существенно каолинитовых глин приводится в табл. 2 (обр. 15, 22, 7).

Гидрослюда фиксируется по базальным рефлексам с $d = 10 \text{ \AA}$, $5 \text{ \AA}$ и т. д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином (табл. 1). Минерал диоктаэдрический, представлен двумя модификациями—1М и 2М₁. Параметры элементарной ячейки: 1М— $a = 5,20 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$, $c = 9,98 \text{ \AA}$, $\beta = 100^\circ$; 2М₁— $a = 5,19 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$, $c = 19,80 \text{ \AA}$, $\beta = 95^\circ 30'$.

На термограммах гидрослюдистых глин (рис. 1, обр. 20 и 14) первый эндоэффект выражен достаточно отчетливо, эндотермическая реакция, вызванная выделением ОН—групп, протекает сравнительно слабо. В химическом составе существенно гидрослюдистых глин К₂О заметно преобладает (табл. 2, обр. 19 и др.).

Таблица 2

Химический состав каолинит-гидрослюдистых глин

№ обр.	О к с л ы												
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	влага	и и и	Na ₂ O	K ₂ O
20	53,35	13,85	0,14	16,44	0,68	1,01	0,60	0,07	0,22	0,87	8,87	0,17	3,16
19	54,06	4,37	0,64	22,97	0,90	1,24	1,09	—	0,23	1,49	8,11	0,21	4,66
15	56,97	3,04	0,64	25,13	1,12	0,74	0,27	0,04	0,08	1,08	7,47	0,56	2,48
14	53,49	10,40	0,35	21,34	0,60	0,86	0,36	0,07	0,20	1,21	9,96	0,30	1,33
22	53,35	16,88	4,61	15,76	0,50	0,37	1,18	—	1,60	1,85	9,13	0,12	0,63
21	53,39	7,07	0,78	22,97	0,85	0,99	0,36	0,07	0,20	3,57	7,19	0,53	2,38
29	60,16	4,33	0,57	16,13	1,12	1,24	0,18	0,03	0,14	1,63	11,00	0,66	2,60
26а	56,31	7,63	1,84	15,62	0,67	4,89	2,67	0,07	0,83	1,85	4,06	2,38	0,74
11	64,34	4,66	0,78	17,71	1,87	0,60	0,91	0,04	0,16	1,04	5,57	0,05	2,54
12	62,60	5,73	0,71	16,92	2,17	0,86	0,73	0,03	0,23	1,16	5,25	0,04	3,70
7	58,72	4,84	0,51	21,40	0,67	0,86	0,47	—	0,10	1,50	6,00	0,31	2,92
9	62,91	6,85	0,35	17,45	2,00	0,86	0,47	—	0,16	0,69	5,70	0,24	2,48

Аналитик Л. А. Оганисян (ИГН АН Арм.ССР).

На электронно-микроскопических снимках каолинитовых и гидрослюдистых глин фиксируются частицы: неопределенной, иногда изометричной и удлинено-пластинчатой формы (рис. 2).

Парагонит развивается по основной массе аргиллитов—сланцев, образуя бесцветные, сравнительно крупные чешуйки, размером 0,07—0,4 м.м. Это позволило отобрать (под биноклем) мономинеральную фракцию для электронографического и спектрального анализов. Минерал относится к модификации 2М₁ имеет следующие параметры ячейки: $a = 5,17 \text{ \AA}$, $b = 8,95 \text{ \AA}$, $c = 19,45 \text{ \AA}$, $\beta = 95^\circ 48'$. Содержание некоторых элементов по данным спектрального анализа: Si, Al > 10%, Fe ~ 3%, Ti—0,3—1%, Na—0,3—1%, Ca, Mg, Ba, Sr—0,03%, Mn, Cr, Zr, Cu, Ga, Jt—0,003%, Ni, Li—0,001%, Be—0,0001%. Значение параметра «С».

повышенное содержание Na и отсутствие K позволяют уверенно отнести минерал к парагониту.

Пирофиллит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с $d \sim 9.17 \text{ \AA}$, $4.6 \text{ \AA}$ и т. д. (табл. 3). На термограммах глин со значи-

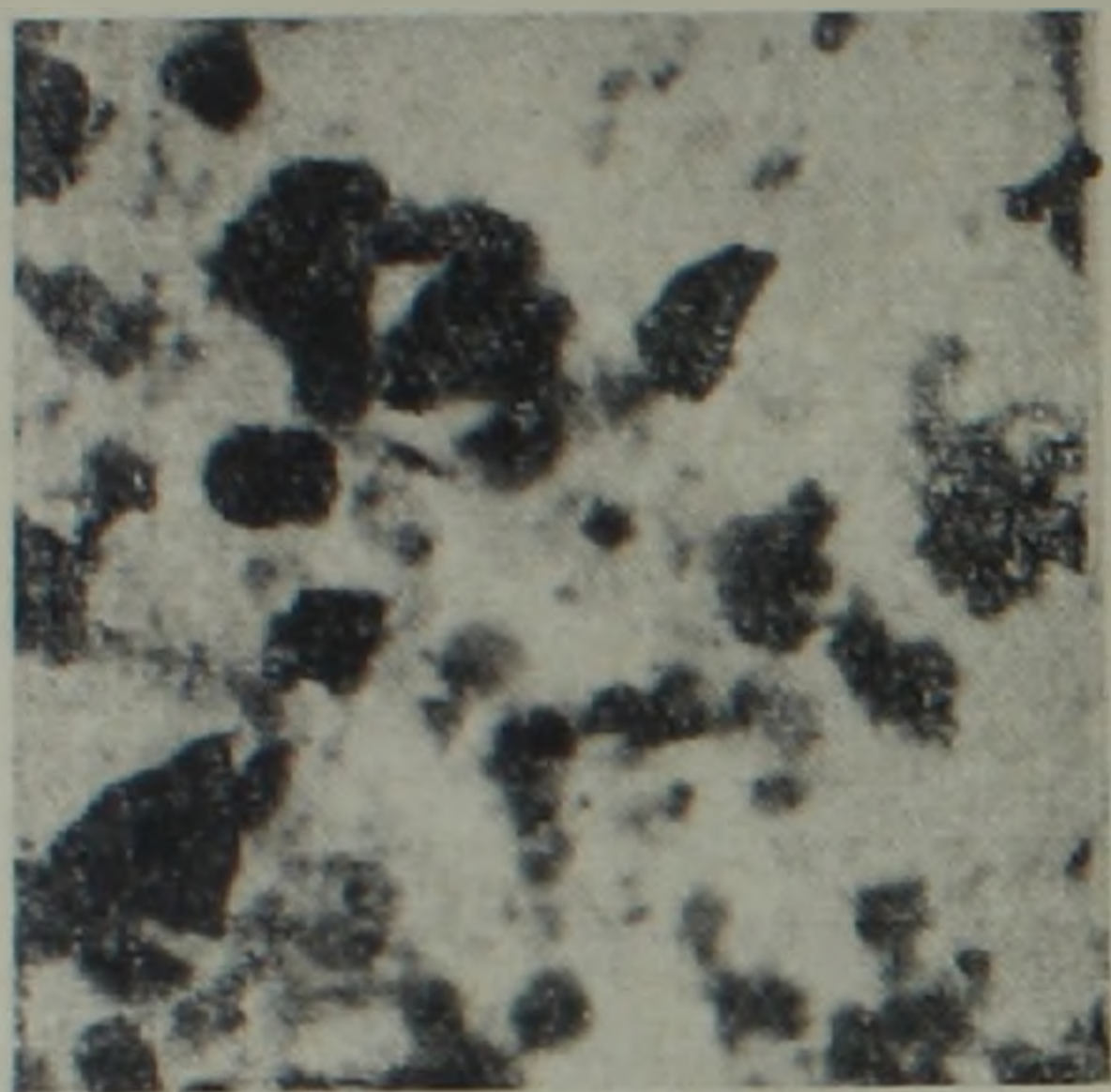


Рис. 2. Электронномикроскопический снимок каолинит-гидрослюдистой глины

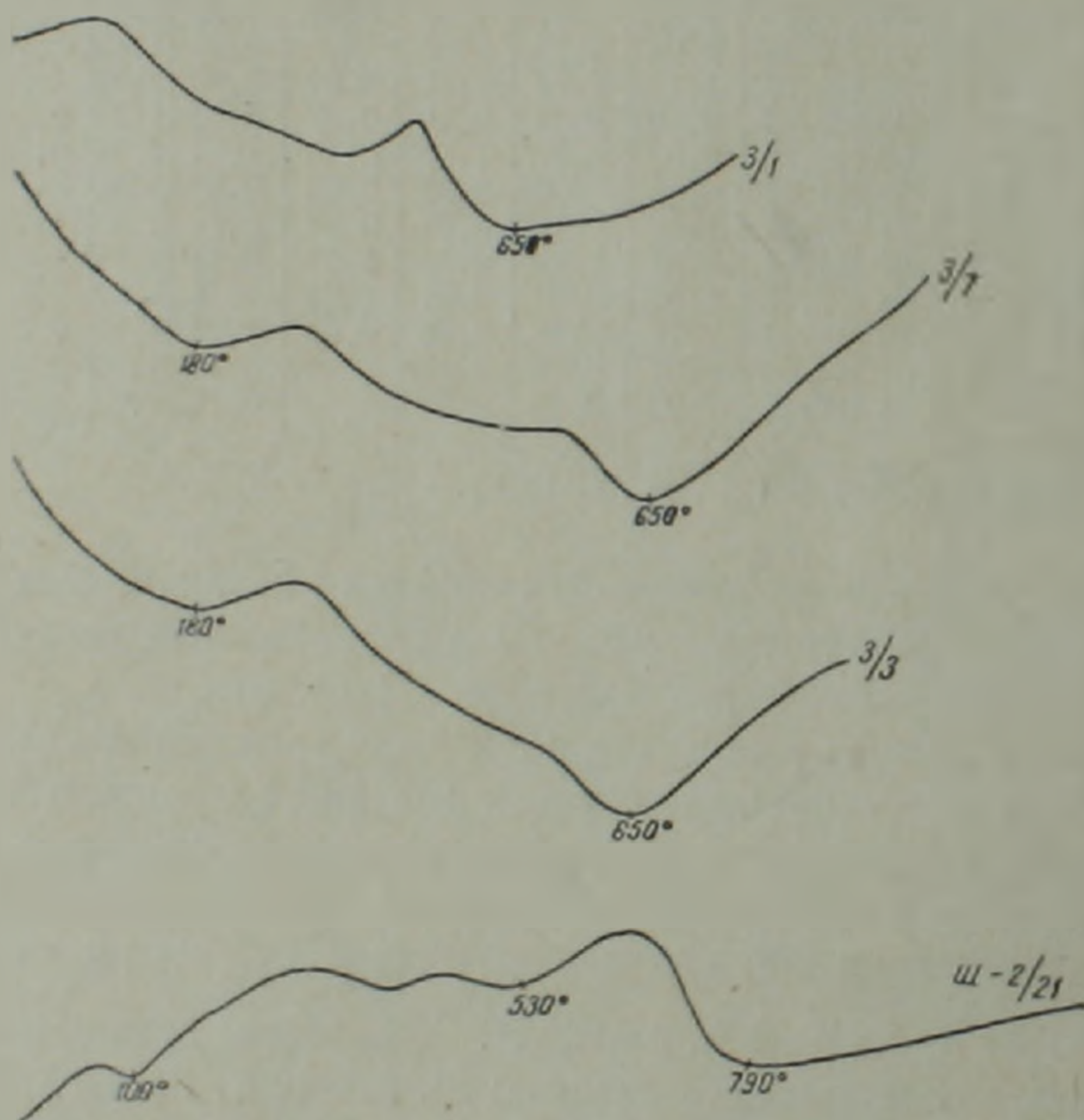


Рис. 3. Термограммы глин со значительным содержанием пирофиллита.

тельным содержанием пирофиллита (рис. 3) фиксируется один широкий эндоэффект дегидратации с максимумом около 650°C . Иногда эта реак-

ния протекает в несколько этапов (обр. 2/21), что, очевидно, связано со степенью совершенства минерала или прочностью связи ОН-групп в его структуре. Химический состав пирофиллитовых глин приводится в табл. 4. Обращает внимание высокое содержание Al_2O_3 , что характерно для пирофиллитов [1]. Повышенное содержание K_2O связано с присутствием гидрослюда мусковитового типа. Другие аномалии (Fe, H_2O и др.) по отношению к теоретическому составу также обусловлены наличием примесей.

Таблица 3

Результаты рентгеновского анализа глин со значительным содержанием пирофиллита

Обр. 3/1		Обр. 3/3		Обр. 3/7		Обр. 2/21	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
5	10,0	5	9,87	4	9,97	2	14,2
6	9,17						
8	7,0	6	9,17	4	9,17	2	10,1
3	4,98	4	4,96	5	7,00	5	9,2
5	4,49	5	4,57	2	5,01	6	7,1
4	4,25	2	4,41	3	4,60	3	4,98
2	3,87	7	3,33	3	4,44	4	4,58
1	3,70	10	3,04	3	4,25	4	4,44
4	3,50	3	2,55	5	3,51	3	4,24
10	3,35	2	2,41	10	3,35	6	3,51
2	3,21	2	2,29	2	3,20	10	3,34
3	3,07	4	1,999	6	3,06	7	3,06
3	2,89	4	1,834	5	2,558	5	2,56
2	2,86	3	1,643	3	2,459	4	2,41
5	2,55	1	1,520	4	2,421	2	2,27
3	2,45	2	1,491	5	2,339	2	2,13
4	2,34			2	2,280	3	2,00
2	2,28			2	2,236	3	1,817
2	2,24			2	2,168	3	1,667
3	2,168			3	2,000	3	1,542
2	2,035			2	1,891	4	1,495
2	1,894			2	1,839		
4	1,817			3	1,818		
3	1,655			2	1,673		
3	1,541			2	1,632		
4	1,495			2	1,541		
				3	1,493		

Ранее [8] авторами обсуждался вопрос о генезисе каслинита и гидрослюда 1М и 2М₁, поэтому речь пойдет здесь в основном о пирофиллите и парагоните.

Наиболее обстоятельно вопрос о генезисе аутигенного пирофиллита в осадочных отложениях рассмотрен в упомянутых публикациях А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова. Ими выделена кварцево-пирофиллитовая фация, которая возникает при региональном эпигенезе кварцевых граувакк и каолиновых глин вслед за кварцево-диккитовой фацией. Последняя фиксируется в мезозойских отложениях Сибирской платформы на глубине 2500 м, а в рифрейских и нижнемелозойских отложениях Русской платформы—на глубине 1000—1500 м (здесь, по-видимому, имеет значение фактор времени). Таким образом, кварц-пирофиллитовая фация рас-

полагается непосредственно ниже указанных глубин, в зоне метатексиса. Пирофиллит образуется по дикииту в результате перехода пород из зоны глубинного эпигенеза в зону метатексиса. Отсутствие щелочей и избыток SiO_2 , связанный с растворением обломочного кварца, приводит к надстраиванию двухэтажной структуры дикиита слоем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехэтажной структуры устойчивого пирофиллита. В случае присутствия в интерстиционных растворах К. в породах этой зоны возникает, как правило, серицит. Авторы ссылаются на экспериментальные работы В. Нолля, И. Грюнера, Б. Стрингема, выявившими

Таблица 4

Химический состав глины со значительным содержанием пирофиллита

Химические компоненты	№ обр.			
	III-3 1	III-3 3	III-3 7	III-2 21
SiO_2	48,90	50,60	49,30	54,63
TiO_2	1,32	0,39	1,00	1,13
Al_2O_3	30,82	35,67	29,25	24,98
Fe_2O_3	3,93	4,15	7,18	2,24
FeO	2,15	0,71	0,28	5,02
MnO	не обн.	0,07	0,60	0,02
CaO	1,68	1,19	1,50	2,52
MgO	1,60	0,55	1,00	1,41
P_2O_5	0,35	0,04	0,19	0,09
Влага	0,46	0,30	0,20	0,52
П. п. п.	3,61	3,42	5,80	1,27
Na_2O	0,35	0,23	0,24	2,20
K_2O	4,80	2,60	4,20	0,90
Сумма	99,62	99,60	100,74	100,08

возможность синтеза пирофиллита из гелей SiO_2 и Al_2O_3 в тех же условиях что каолинит, но при более высоких температурах (около 400°). Этот процесс может идти и при более низких температурах, если концентрация ионов Al ниже ионов Si; дикиит и пирофиллит могут образоваться в близких условиях при pH ниже 7 и температуре $200-300^\circ$. Допускается, что последовательное эпигенетическое изменение кварцево-каолинитовых пород протекает при $\text{pH} \leq 7$ как бы в закрытой системе $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ (что предопределяется составом исходных пород) в условиях постепенно повышающихся температур и давлений. А. В. Копелиович [4] также считает возможной парагенетическую связь минералов в зоне эпигенеза-метатексиса в ассоциации каолинит-дикиит-пирофиллит. С другой стороны, он отмечает, что «между диоктаэдрическими слюдами и пирофиллитом имеются постепенные переходы» (стр. 231). Можно добавить, что в системе $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при атмосферном давлении и температуре $300-500^\circ\text{C}$ образуются пирофиллит+бемит+каолинит; в присутствии Ca, Mg и щелочей при давлении 87—300 атм и температуре около 400° образуются пирофиллит+бемит+талек; при умеренных дав-

лениях и более высоких температурах каолинит и пирофиллит развиваются, если даже в системе имеется избыток К [7]. Таким образом, указанный парагенез закономерен в природных и искусственных средах и отражает определенные термобарические условия. Однако в сходных условиях, при умеренных давлениях и температуре выше 350° , пирофиллит может возникнуть и без каолинита, избыток Al_2O_3 в этом случае уходит на генерацию бемита [1]. P1—условия образования пирофиллита и парагонита в процессе метаморфизма осадочных пород довольно близки. Г. В. Карисовой [3] обнаружен парагонит в каменноугольных отложениях Большого Донбасса с максимальными мощностями порядка 15—16 км (~ 4 кбар), вмещающими антрацит без признаков графитизации ($400^{\circ}C$); поле устойчивости парагонита располагается ниже этого уровня (в сторону больших давлений и температур) в ассоциации с мусковитом $2M_1$ и хлоритом IIв, $\beta=97^{\circ}$. Розенфельд описал парагонит, образовавшийся в близких термобарических условиях [12]. Грюнер [10] синтезировал парагонит при температуре $400^{\circ}C$. P1—условия возникновения парагонита оцениваются примерно в $400^{\circ}C$ и 4000 бар, пирофиллиту соответствуют несколько большие значения температуры и давления.

Пирофиллит и парагонит в отложениях карбонатно-терригенной формации образовались в несколько иных условиях и не в ассоциации с диккитом, а с каолинитом и гидрослюдой $2M_1$, в самую позднюю стадию преобразования пород.

Парагенезы глинистых и неглинистых минералов, структурно-текстурные особенности пород указывают на три уровня их постседиментационного изменения: ранний и поздний катагенез и метagenез.

Ранний катагенез (область аргиллитов) фиксируется в обеих зонах. Породы включают глинисто-железисто-карбонатные конкреции. Аргиллиты ассоциируют с тонкозернистыми известняками и песчаниками. Встречаются биотит, амфиболы и сравнительно свежие плагиоклазы (альбит, микроклин). Аутигенные неглинистые минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, реже анатазом рутилом. Структуры и текстуры пород нормально-осадочные. Породообразующими глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда $1M$ и $2M_1$, как правило, в соотношении $1M \geq 2M_1$. Почти постоянно встречаются смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит.

Поздний катагенез (область сланцев-аргиллитов) также фиксируется в обеих зонах. Глинистые породы ассоциируют с кварцито-песчаниками, кварцитами. Основными глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда $2M_1$ (как правило, $2M_1 > 1M$). Смешаннослойный гидрослюда-монтмориллонит, обломочные амфиболы и биотит почти отсутствуют. Последние, а также плагиоклазы, интенсивно кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минералов.

лов—анатаза, рутила, сфена. В глинах возникают слабоориентированные текстуры основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент «растаскивается», появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле.

Метагенез (область глинистых сланцев) фиксируется в обеих зонах, но проявляется несколько различно. Глинистые сланцы ассоциируют с кварцито-песчаниками, кварцитами, крупнозернистыми известняками. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой остается главным глинистым минералом. Гидрослюда представлена политипом $2M_1$; в редких образцах установлена второстепенная примесь модификации $1M$. Смешаннослойные минералы отсутствуют. Альбит, амфиболы, обломки пород замещаются серицитом. В сланцах Приараксинской зоны по глинистой основе развиваются гидрослюда (мусковит) $2M_1$ и парагонит $2M_1$, в сланцах Кафанской зоны—пирофиллит.

Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин. Минералы располагаются параллельно (или субпараллельно) друг к другу, чем и обусловлена сланцеватая текстура глинистых пород. В зернистых породах, вследствие усиления бластеза, широко развиваются конформные и мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации и перекристаллизации.

Итак, парагонит в Приараксинской зоне и пирофиллит в Кафанской развиваются по глинистой основе, сложенной моноклинным каолинитом и гидрослюдой $2M_1$ в самую позднюю стадию изменения пород. Авторы полагают, что эти минералы фиксируют появление переходных фаций между нормально-осадочными и метаморфическими.

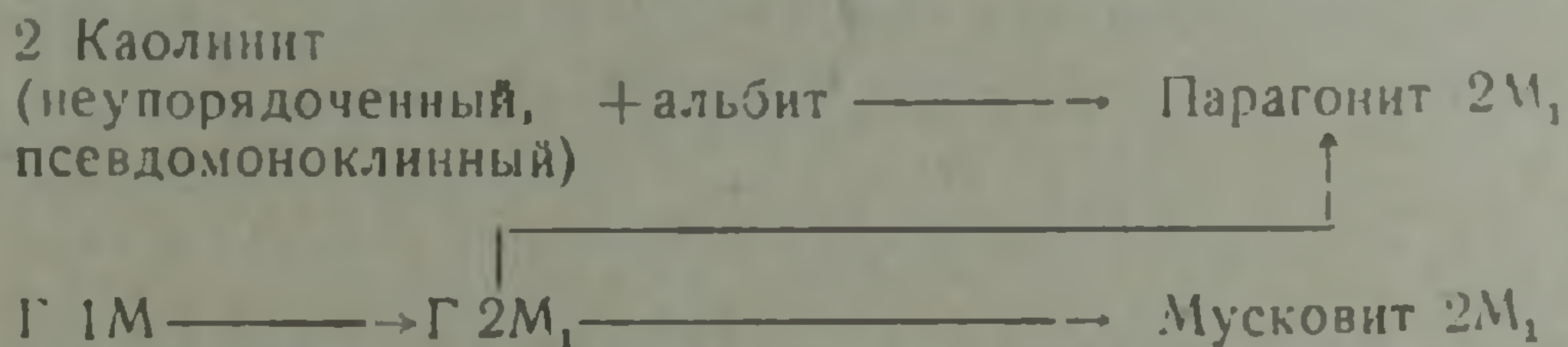
Винклер [1] относит ломонит-пренит-кварцевую фацию к метаморфическим. Однако по вопросу о границе осадочных и метаморфических фаций нет единого мнения, в частности, ломонитовую некоторые исследователи относят к осадочным. Действительно, в условиях ломонитовой фации ($t=220\pm 20^\circ$, $P=2-3$ кбар) многие глинистые минералы (в том числе каолинит и гидрослюда $2M_1$) сохраняют устойчивость. Только с подъемом температуры и началом формирования фации зеленых сланцев указанные минералы исчезают. Именно к этому моменту в фации зеленых сланцев впервые появляются парагонит и пирофиллит [1]. Винклер пишет: «Первое появление пирофиллита и парагонита совпадает с началом фации зеленых сланцев» (стр. 183).

Подведем итог. Нет сомнения, что парагонит и пирофиллит развиваются по глинистой основе, т. е. по моноклинному каолиниту с неупорядоченной структурой, либо по гидрослюдой $2M_1$. Парагонит и пирофиллит фиксируют весьма высокий уровень изменения пород, характерный для фации зеленых сланцев, в которой каолинит неустойчив. Однако каолинит и гидрослюда $2M_1$ сохраняются в глинистых сланцах карбонатно-терригенной формации в качестве основных компонентов. Эти, казалось бы, взаимоисключающие обстоятельства свидетельствуют, по мнению авторов, о двойственной природе глинистых сланцев, которые намечают

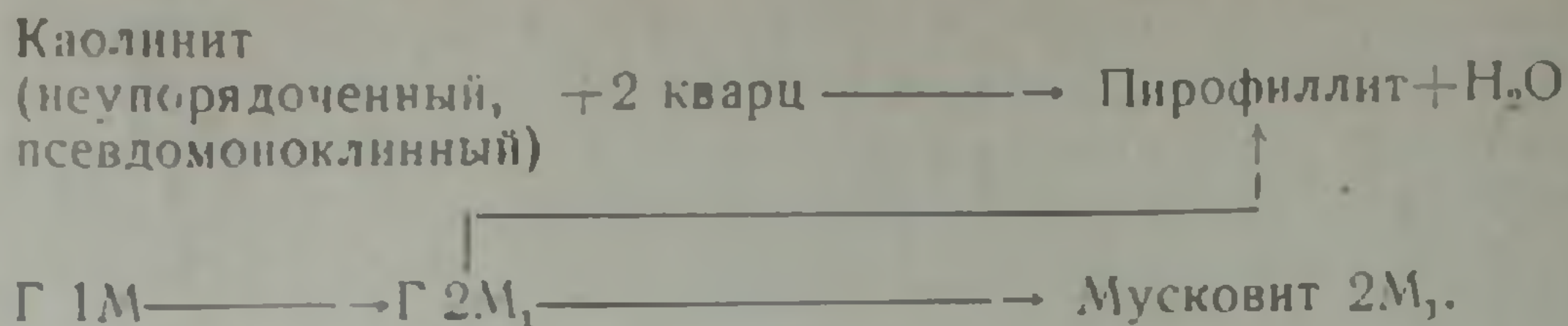
на некоторых участках развития карбонатно-терригенной формации переходные фации от нормально-осадочных к собственно метаморфическим. Как отмечалось, эти фации (граничащие с метаморфическими) пока еще изучены слабо, что, очевидно, и является причиной их разного толкования. Можно думать, что для различных регионов (геосинклиналей, платформ, авлакогенов) и, разумеется, для разных петрографических семейств они будут иными (хотя, возможно, и близкими). Иначе говоря, для решения вопроса о переходных фациях в полном его объеме необходимо изучить их в пределах различных структур с разным петрофондом, а затем уже их типизировать. Прекрасным примером являются исследования А. Г. Коссовской, Г. В. Карловой, А. В. Копелиовича, Н. В. Логвиненко, В. Д. Шутова. В нашем случае речь идет о базальной формации многогеосинклинального (субплатформенного) этапа развития региона. Для изменений типа метагенеза в таких условиях необходимы значительно большие амплитуды погружения, чем это имело место при формировании карбонатно-терригенной формации, мощность которой в Зангезурской зоне составляет всего несколько сот метров. Даже с учетом возраста пород приходится допустить, что площадь распространения карбонатно-терригенной формации характеризовалась повышенной проницаемостью и наличием дополнительного притока тепла. Таким мощным фактором физического воздействия на породы, как нам кажется, был орогенез, имевший место в мелу и палеогене-неогене—в последующий этап геосинклинального развития региона. Таким образом, появление переходных фаций было вызвано суммарным эффектом воздействия регионального метаморфизма и метаморфизма погружения. С уверенностью можно сказать, что образование пиррофиллита, мусковита и парагонита связано с региональным метаморфизмом. Термобарический уровень при незначительной амплитуде погружения был явно недостаточен даже для образования ломонтитовой фации. Вовлечение пород, испытавших незначительные изменения при метаморфизме погружения в орогенез, приводит к выпадению из разреза этой фации и генерации высокотемпературных минералов, характерных для регионального метаморфизма. При таком толковании становится понятным распространение наиболее высокотемпературного минерала—пиррофиллита в Зангезурской (приразломной) зоне, где мощность теплового потока была более значительной.

В заключение следует сказать о вероятных рядах постседиментационной трансформации глинистых минералов. Наиболее реальными представляются следующие ряды:

Для Приараксинской зоны:



Для Зангезурской зоны:



Указанные минералы и ряды трансформации характеризуют конкретную ситуацию. Набор критических минералов (следовательно, и постседиментационные ряды) в любом случае будет зависеть от исходного петрологического вещества. Не исключено, однако, что для аналогичной геологической обстановки и породной ассоциации (каолинит-гидрослюдистые глины—кварцевые песчаники—кварциты) эти минералы могут иметь универсальное значение. По крайней мере можно считать реальностью существование ассоциации пирофиллит-парагонит-неупорядоченный каолинит-гидрослюда 2M₁, фиксирующей предметаморфические фации в рассмотренных выше условиях.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 16.1.1980.

Գ. Ր. ՆՐԱՆՅԱՆ, Ի. Կ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՈՍՀ ՊԱԼԵՈԶՈՅԱՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՊԻՐՈՖԻԼԻՏԸ,
ՊԱՐԱԳՈՆԻՏԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՈՒՂԵԿՑՈՂ ԿԱՎԱՅԻՆ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ
ՈՐՊԵՍ ԵՏՆՈՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆԴԻԿԱՏՈՐՆԵՐ

Ա մ փ ո փ ո Վ մ

Հողվածում տրվում է Հայկական ՈՍՀ պալեոզոյան նստվածքներում հայտնաբերված և առհասարակ նստվածքային ապարներում շատ հազվադեպ հանդիպող պիրոֆիլիտի, պարագոնիտի և նրանց ուղեկցող կավային միներալների նկարագրությունն ու ծագումնային մեկնաբանումը:

Հեղինակները հանգում են այն եզրակացության, որ պիրոֆիլիտն ու պարագոնիտն ունեն մետադենետիկ ծագում և նրանց առկայությունը հաստատում է մինչմետամորֆային փափրաների գոյությունն այն պայմաններում, երբ ռեգիոնալ մետամորֆիզմը վրադրվում է խորասուղման մետամորֆիզմի վրա: Հեղինակները գտնում են, որ նշված պայմանների համար պիրոֆիլիտ-պարագոնիտ շկարգավորված (կեղծ մոնոկլինային) կաոլինիտ-փայլար 2M₁ միասնությունը կրիտիկական է և նրա գոյությունը սահման է հանդիսանում բուն նստվածքային և մետամորֆային փափրաների միջև:

PYROPHILLITE, PARAGONITE AND ASSOCIATED ARGILLACEOUS MINERALS IN THE PALEOZOIC DEPOSITIONS OF THE ARMENIAN SSR AS INDICATORS OF POSTSEDIMENTARY CHANGES

Summary

The description and genetic interpretation of paragonite and pyrophyllite which are rare in sedimentary rocks as well as associated argillaceous minerals from Paleozoic depositions of the Armenian SSR are given in this article.

The authors come to the conclusion that pyrophyllite and paragonite are of metagenetic origin and they fix premetamorphic facies under the conditions when regional metamorphism is superimposed the submer-sion metamorphism. The authors consider that for the indicated conditions the pyrophyllite-paragonite-disordered (pseudomonoclinic) kaolinite-hydro-mica 2M₁ association is critical and marks the boundary between proper sedimentary and metamorphic facies.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. «Мир», 1969.
2. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3, «Мир», 1966.
3. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях.
4. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. «Наука», 1965.
5. Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы—индикаторы глубинного изменения терригенных пород. В кн. «Геохимия, минералогия, петрография осадочных пород». Изд. АН СССР, 1963.
6. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метagenеза. Известия АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
7. Милло Ж. Геология глин «Недра», 1964.
8. Нисанян Г. Б., Петросов И. Х. Глинистые породы карбонатно-терригенной формации верхнего девона—нижнего карбона Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1975.
9. Roy R., Osborn E. F. The system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Am. Mineral, 39, 1954.
10. Gruner I. W. Conditions for the formation of paragonite. Am. Mineral., 27, 1942, 131.
11. Eugster H. P. Muscovite-paragonite Join and its use as a geologic thermometer. Bull. Geol. Soc. Am., 67, 1956.
12. Rosenfeld I. L. Paragonite in the schist of Glebe Mountain, southern Vermont. Am. Mineral, 41, 1956.

УДК 550.348.136(479.25)

Н. К. КАРАПЕТЯН

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ПРОГНОСТИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Приводятся результаты изучения сейсмичности территории Ереванского сейсмопрогностического полигона по инструментальным и макросейсмическим данным.

Установлены возможные максимальные землетрясения на исследуемой территории.

Проведено изучение сейсмичности региона, ограниченного координатами $\lambda = 43^{\circ}30'$ и $45^{\circ}20'$ восточной долготы и $\varphi = 39^{\circ}30'$ и $40^{\circ}30'$ северной широты, на территории которого намечается организация Ереванского прогностического полигона.

Изучение сейсмичности исследуемой территории по инструментальным данным проведено по результатам наблюдений сейсмических станций с 1932 по 1977 год. В 1931 г. была основана сейсмическая станция «Ереван», а в 1932 г. были организованы станции «Грозный», «Сочи», «Пятигорск» и «Гори». Вместе с ранее открытыми станциями «Тбилиси» (1899 г.) и «Баку» (1903 г.) эти станции образовали сеть Кавказских сейсмических станций, данные наблюдений которых позволяли определять эпицентры Кавказских землетрясений, начиная с 1932 г. Этим и объясняется выбор 1932 года как начала изучения сейсмичности территории Ереванского прогностического полигона по инструментальным наблюдениям.

Составлены две карты эпицентров землетрясений: первая за период времени с 1932 по 1961 гг. (рис. 1) и вторая с 1962 по 1977 год (рис. 2). В 1950 г. были открыты сейсмические станции «Ахалкалаки», «Кировабад», «Нахичевань», «Махачкала» и «Цихис-Джвари», а в 1951 г. станция «Горис». Открытие этих станций значительно повысило количество записываемых землетрясений в исследуемом регионе. Исходя из этого, по-видимому, было бы правильнее составить три карты эпицентров землетрясений, а именно, за 1932—1950 гг., 1951—1961 гг. и 1962—1977 гг. Однако, учитывая, что за период времени с 1932 по 1950 гг. в исследуемом регионе было зарегистрировано всего 17 землетрясений с $K=9-13$, мы две первые карты объединили в одну.

На обе карты нанесены эпицентры землетрясений с $K \geq 9$. Для второй карты, составленной для периода времени с 1962 по 1977 гг., землетрясения с энергетическим классом $K \geq 9$ являются надежно представительными. На эту карту нанесены также землетрясения с $K=8-9$. На карте эпицентров, составленной для периода времени с 1932 по 1961 гг., могут

быть пропущены некоторые (незначительное количество) землетрясения с $K=9$ для периода времени с 1932 по 1950 гг.

На карты не нанесены повторные толчки Ереванского и Игдырского землетрясений



Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений за 1932—1961 гг.



Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений за 1962—1977 гг.

Согласно составленным картам в исследуемом регионе прослеживаются две сейсмоактивные зоны: одна шириной примерно 50 км про-

ходит с азимутом примерно в 55° с юго-запада исследуемой территории с центром в г. Ереване на северо-восток к северной оконечности оз. Севан. Другая зона ответвляется на юго-западе территории и идет в широтном направлении. В период от 1932 по 1961 гг. (рис. 1) первая зона отличается большей сейсмической активностью, чем вторая зона. Здесь расположены также эпицентры наиболее крупных с $K=13$ землетрясений этого периода: Турецкого 1932 г., Ереванского 1937 г. и Бюраканского 1949 г. При этом, если через Ереван провести прямую вдоль этой зоны (на карте пунктирная линия), то эпицентры всех относительно крупных землетрясений с $K \geq 11$ будут расположены к северо-западу от этой линии, а землетрясения с $K \leq 10$ — юго-восточнее. Во второй сейсмоактивной зоне крупных землетрясений в этот период не произошло, в этой зоне имеются эпицентры землетрясений, в основном, с $K=9$.

Кроме этих двух сейсмоактивных зон на карте эпицентров землетрясений за 1932—1961 гг. в районе Алагеза имеется группа относительно сильных землетрясений с K от 11 по 12, происшедших в течение пяти лет (1936—1940 гг.).

За период времени с 1962 по 1977 гг. в исследуемом регионе произошло одно землетрясение с $K=13$ (Инджеское). Эпицентр этого землетрясения с $K=11$ и 6-ти Турецких землетрясений с $K=11$ и $K=12.5$ расположены в первой сейсмоактивной зоне, причем эпицентры этих землетрясений с $K=11—13$ расположены северо-западнее пунктирной линии, проходящей через Ереван с азимутом примерно 55° (рис. 2), а юго-восточнее этой линии находятся только эпицентры землетрясений с $K \leq 10$. Следовательно, на этой карте в первой сейсмоактивной зоне наблюдается такая же картина пространственного распределения землетрясений по силе, что и на карте эпицентров землетрясений за 1932—1961 гг. Во второй сейсмоактивной зоне на карте эпицентров за 1962—1977 гг. (рис. 2) уже имеются эпицентры относительно крупных землетрясений: одного с $K=12.5$, одного с $K=11$ и трех с $K=10$.

Таким образом, сравнивая две построенные карты, можно заключить, что, по-видимому, с течением времени после 1950 г., то есть с середины XX века, имела место миграция очагов крупных землетрясений относительно города Еревана с северо-запада на запад-юго-восток.

Очаги всех землетрясений, нанесенных на карты 1 и 2, залегают в земной коре. Более подробной дифференциации глубин очагов всех землетрясений исследуемого региона пока не произведено.

С целью изучения сейсмического режима территории Ереванского прогностического полигона во времени нами построена карта эпицентров землетрясений с силой от 5 баллов и выше для периода времени от 6 в. до н. э. по 1977 год (рис. 3). Для построения этой карты использованы все макросейсмические данные, приведенные в различных каталогах, литературных источниках и отчетах, а также имеющиеся инструментальные данные по этим землетрясениям. На карте кружками с точками показаны эпицентры землетрясений, происшедших до начала XX века,

а полыми кружками даны эпицентры землетрясений, происшедших после 1900 года. Как следует из карты, на исследуемой территории в XX веке землетрясения с силой 8 и выше баллов не наблюдались.

При сопоставлении карты сильных землетрясений (рис. 3) с двумя предыдущими картами (рис. 1 и 2) можно отметить, что в первой сейсмоактивной зоне на этой карте имеет место иная картина распределения сильных землетрясений, а именно: эпицентры всех 8, 8—9 и 9-балльных землетрясений расположены юго-восточнее пунктирной линии.

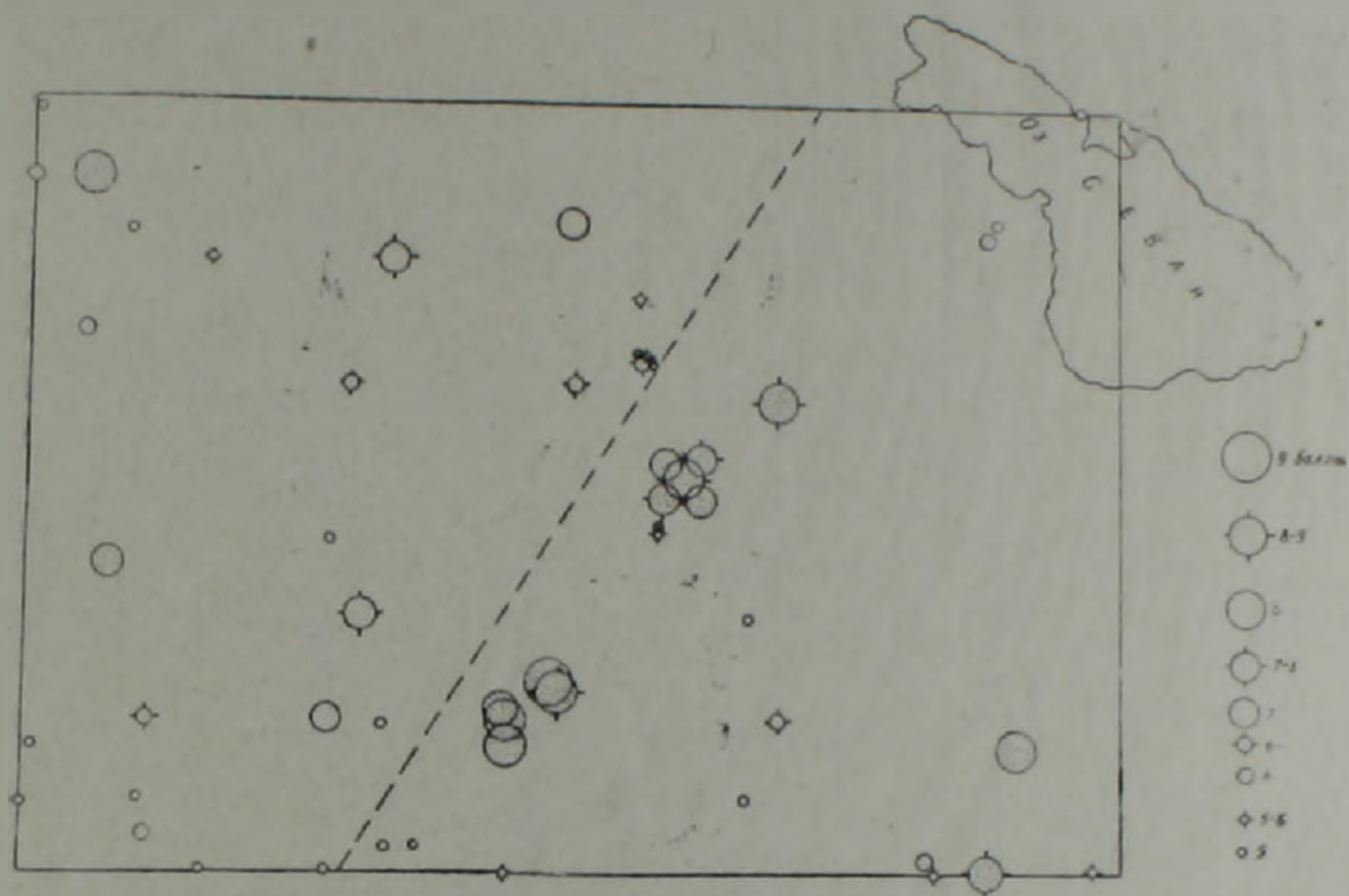


Рис. 3. Карта сильных землетрясений на территории Ереванского прогностического полигона.

Вторая сейсмоактивная зона на этой карте также прослеживается. Однако, в этой зоне имеются более сильные землетрясения, чем в аналогичных зонах на двух предыдущих картах, построенных по инструментальным данным.

С целью изучения распределения числа землетрясений различных энергетических классов составлена таблица 1, где для всего рассмотренного периода времени от бв. до н. э. по 1977 г. даны числа землетрясений от 8—9 по 15 энергетических классов.

В табл. 1 в скобках даны числа афтершоков.

Построены графики изменения годового числа землетрясений за период времени с 1932 по 1977 год. В первом случае (рис. 4а) афтершоки землетрясений не исключены из рассмотрения, т. е. по оси ординат отложены числа всех наблюдавшихся землетрясений с энергетическим классом $K \geq 9$. Во втором случае взяты землетрясения тех же энергетических классов, но при этом повторные толчки исключены из числа землетрясений (рис. 4б).

Таблица 1

Распределение числа землетрясений по периодам времени и энергетическим классам
для территории Ереванского прогностического полигона

Г о д ы	Энергетические классы $K = \lg E$ Дж													
	8—9	9	9—10	10	10—11	11	11—12	12	12—13	13	13—14	14	14—15	15,5
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
6 в. до н. э.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1—1900	—	—	—	—	1	3	—	—	—	4	4	4	3	—
1901—1931	—	—	—	—	1	9	4	5	2	—	—	—	—	—
1932—1950	—	5	—	4(1)	—	6(3)	3(2)	4(2)	—	3	—	—	—	—
1951—1961	—	63(11)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1962—1977	15(34)	94(60)	6(1)	22(9)	—	11(6)	(2)	—	2	1	—	—	—	—
Всего	45(34)	162(71)	6(1)	26(10)	2	29(9)	9(4)	9(2)	4	8	4	4	3	1

Согласно графику на рис. 46, с 1932 по 1953 гг. число землетрясений (основных толчков) составляло от 0 до 2. Начиная с 1954 г. на этом графике наблюдается возрастание годового числа землетрясений, которое достигает максимума в 1959 г. Затем начинается постепенный спад числа землетрясений и доходит до 3 в 1977 году.

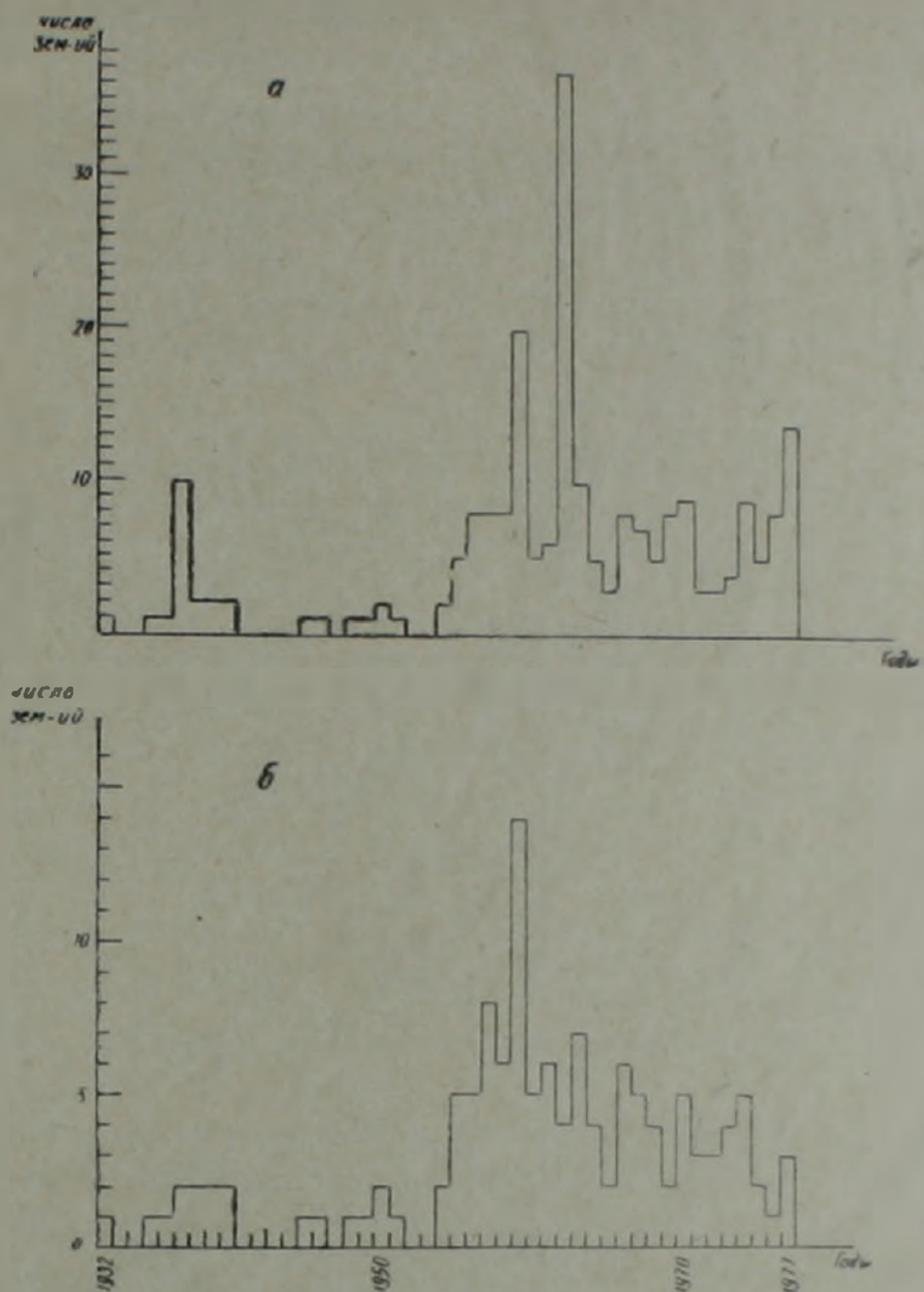


Рис. 4. Изменение годового числа землетрясений за период 1932—1977 гг. а) повторные толчки не исключены, б) повторные толчки исключены.

На графике, представленном на рис. 4 б, максимум годового числа землетрясений приходится на 1962 год, когда произошло Игдырское землетрясение с $K=13$, которое сопровождалось многочисленными афтершоками.

Для исследуемой территории Ереванского прогностического полигона нами построен график повторяемости. График повторяемости строился в билогарифмической системе координат $\lg N^*$, $\lg E_{\text{дж}} = K$. Повторяемость землетрясений N^* нормировалась по площади и по времени, а именно: для каждого энергетического класса бралось число землетря-

сений, приходящееся ежегодно на 1000 кв.км. площади исследуемого региона.

При построении графика повторяемости, с целью увеличения диапазона используемых энергетических классов, каждый энергетический класс K взят за один определенный период времени, в котором данный K является представительным.

Данные об использованных при построении графика повторяемости энергетических классов, периодов их наблюдения, их количестве N повторяемости N^* , нормированной по площади и по времени, приведены в табл. 2. Сведения о 8 энергетическом классе взяты за 1979 год по данным сейсмической станции «Ереван».

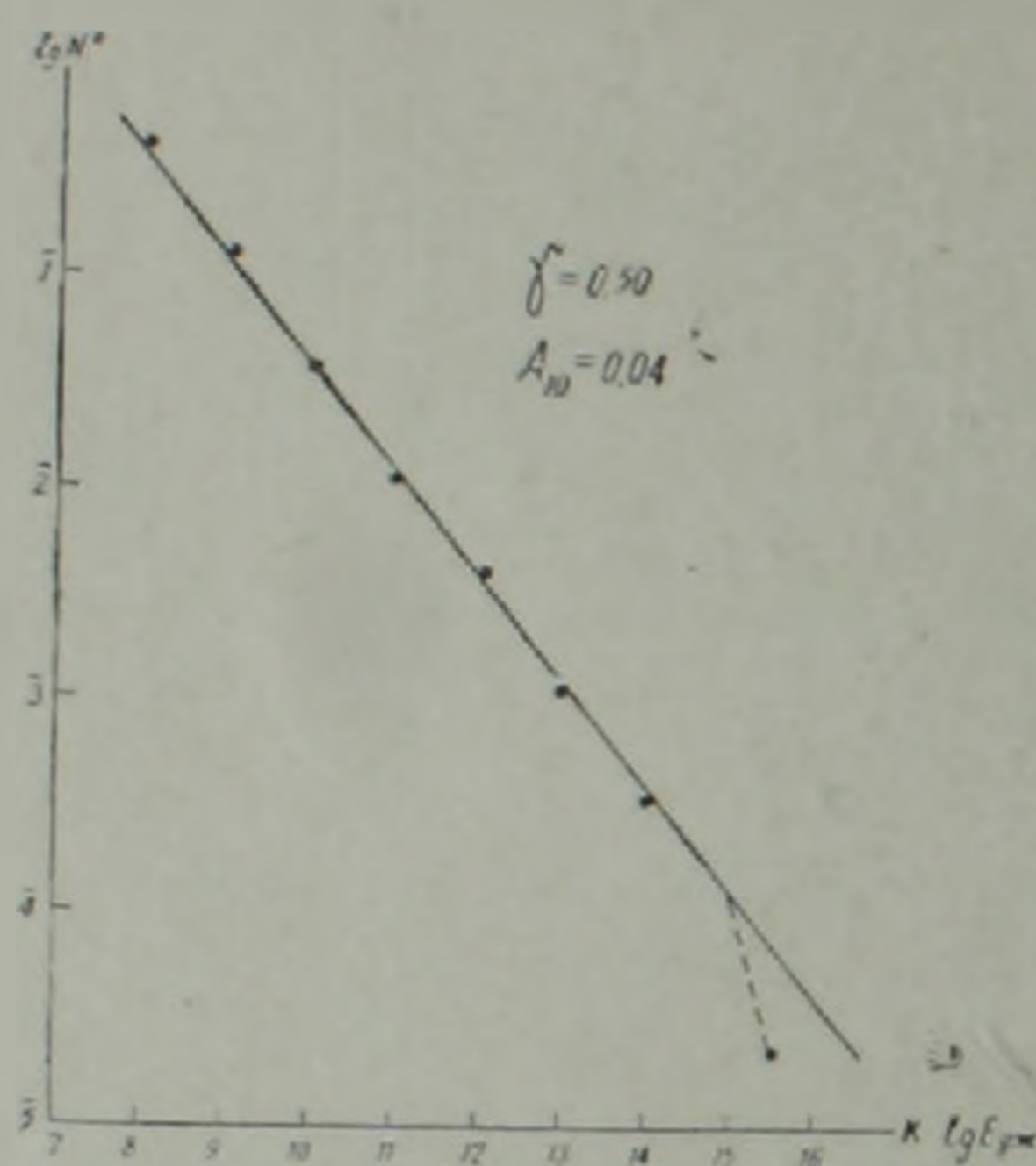


Рис. 5. График повторяемости землетрясений.

График повторяемости строился по методу распределения, т. е. бралось поклассовое распределение землетрясений по величине K (рис. 5).

Наклон графика повторяемости получился равным 0.50. За уровень сейсмической активности A принято среднее годовое число землетрясений с энергией, равной 10^{10} Дж, приходящееся на площадь в 1000 кв.км. Этот уровень активности A_{10} , согласно построенному графику повторяемости, равен 0.04.

Используя построенный график повторяемости, определены периоды повторений землетрясений $K=8-15$ энергетических классов на нормированной площади в 1000 кв.км (T_{1000}), а также по всей площади Ереванского прогностического полигона (T_s).

Эти данные приведены в табл. 3

На графике повторяемости наблюдается в правой части отклонение книзу. Согласно графику, максимальным возможным землетрясением для исследуемой территории является $K_{\text{max}} = 15.5$. Действительно, на карте максимальных возможных землетрясений для Армянского нагорья,

Таблица 2

Характеристики сейсмической активности

$K = \lg E_{0.8}$	Период наблюдений	Число землетрясений N	N^*	$\lg N^*$
8	1979 (1 год)	7	0,4053	1,6078
9	1962—1977 (16 лет)	34	0,1230	1,0899
10	1952—1977 (26 лет)	16	0,03563	2,5518
11	1952—1977 (26 лет)	5	0,01114	2,0469
12	1932—1977 (46 лет)	3	0,003776	3,5770
13	1679—1977 (299 лет)	6	0,001152	3,0615
14	139—1977 (1839 лет)	11	0,0003464	4,5396
15,5	550 г. до н. э.—1977 (2527 лет)	1	0,00002291	5,3600

Таблица 3

Периоды повторения землетрясений

$K = \lg E_{0.8}$	$\lg N^*$	N^*	T_{1000} лет	T_s лет
15	4,08	0,0001202	8333	483
14	4,58	0,0003802	2632	152
13	3,07	0,001175	851	49
12	3,57	0,003715	270	15
11	2,07	0,01175	85	5
10	2,56	0,0363	28	1,6
9	1,06	0,1148	8,7	0,5
8	1,56	0,3548	2,8	0,16

построенной нами ранее, в части Ереванского прогностического полигона имеются изолинии K_{max} , равные 15 и 16 энергетическим классам [1].

Таким образом, на исследуемой территории Ереванского прогностического полигона потенциально возможны землетрясения вплоть до 9—10 баллов.

Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 3.III.1980.

Ն. Կ. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՍԵՅՍՄԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆՈՒՄՆԻ ՓՈՐՁԱԴԱՇՏԻ ՍԵՅՍՄԻԿ ՌԵԺԻՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում են Երևանյան սեյսմապրոգնոստիկ փորձադաշտի սեյսմոակտիվության ուսումնասիրման արդյունքները:

Աշխատանքի կատարման ընթացքում օգտագործված են բոլոր գոյություն ունեցող գործիքային և մակրոսեյսմիկ տվյալները: Հետազոտվող տարածքի համար որոշված են հնարավոր մաքսիմալ երկրաշարժերը:

N. K. CARAPETIAN

THE SEISMIC REGIME OF THE YEREVANIAN SEISMOPROGNOSTIC PROVIDING GROUND

S u m m a r y

The seismicity investigation results of the Yerevanian seismoprog-nostic providing ground are brought according to the instrumental and macrosismic data.

The maximal possible earthquakes are established for the studied territory.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Карапетян Н. К., Манукян Ж. О. Карты максимальных возможных землетрясений на территории Армянского нагорья по сейсмологическим данным. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1977.

УДК 550.344.6(479.25)

И. Б. ОСИПОВА

О РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СТАНЦИЯМИ «ЧЕРЕПАХА» В АРМЕНИИ

В статье приводятся результаты исследований станциями «Черепаша» в пределах Центрального прогиба Армении. Используя данные промышленных взрывов, построены графики средних скоростей и рассчитаны глубины залегания границ обмена по далеким землетрясениям. Исследованы глубины до поверхности Мохоровичича. Построена схема строения поверхности фундамента, по которой фундамент имеет весьма сложное строение и расчленен на ряд блоков, разграниченных разломами глубокого заложения. В статье приводится описание отдельных структурно-тектонических элементов.

В последние годы широкое развитие получили региональные сейсмические исследования по изучению глубинного строения земной коры с использованием естественного поля Земли. На территории Армянской ССР ВНИИГеофизикой за период 1967—1973 гг. выполнены значительные исследования с аппаратурой «Земля», в результате которых показана геологическая эффективность методики изучения глубинного строения путем интерпретации волн, возбуждаемых землетрясениями. Одновременно в процессе наблюдений были выработаны основные черты методики наблюдения и интерпретации материалов в сложных горных условиях Армении.

Работы со станциями «Черепаша», проводимые Геолого-геофизической экспедицией УГ Армянской ССР с 1975 г., являются закономерным продолжением исследований со станциями «Земля». Наблюдения со станциями «Черепаша» также позволяют использовать для интерпретации комплекс различных волн, получаемых от далеких, близких землетрясений и взрывов. Совместная интерпретация волн различных типов используется для изучения глубинного строения земной коры.

Аппаратура «Черепаша»—АСС-3 и ВСС-12, предназначенная для проведения региональных исследований путем регистрации землетрясений и взрывов, состоит из двух комплексов: полевого и лабораторного; оба комплекса выполнены на транзисторах и интегральных системах.

Полевой комплекс представляет собой автономную сейсмическую станцию записи АСС-3, предназначенную для автономной непрерывной регистрации на магнитную ленту землетрясений и взрывов. Способ регистрации—прямая запись с высокочастотным подмагничиванием. Запись трехкомпонентная, число каналов магнитной записи—8, число трактов регистрации—3 (на двух уровнях каждый). Число служебных каналов для записи марок—2. Динамический диапазон одного канала магнитной

записи 40 дБ, каждого тракта на двух уровнях—70 дБ, диапазон регистрируемых частот 1—20 гц. Скорость движения магнитной ленты 0,5 мм/сек. Ширина магнитной ленты—254 мм. Автономность работы станции 10 суток, погрешность точного времени за 10 суток не более 0,1 сек. Диапазон рабочих температур—10°—+40°. Потребляемая мощность 10—12 Вт. Вес станции без источников 25 кг. Датчики информации—сейсмоприемники НСП—3, датчики времени—кварцевые часы.

Лабораторный комплекс предназначен для воспроизведения магнитограмм автономных станций и ввода полученных магнитограмм в ЭВМ типа БЭСМ—6. Способ регистрации—фотозапись. Воспроизведение одного тракта ведется одновременно на нескольких фильтрациях. Лентопротяжной механизм магнитофона имеет 6 скоростей для воспроизведения сигналов различной частоты. Скорость протяжки бумаги фоторегистратора меняется от 1 см до 5 см на одну секунду времени записи в зависимости от воспроизводимой частоты. Система отсчета времени обеспечивает информацию о времени записи с указанием суток, часов, минут и секунд. Аппаратура обеспечивает фазовую идентичность и постоянство скорости воспроизведения для одной станции записи или разных экземпляров станций записи в пределах 5—10%. Комплект аппаратуры состоит из 10 станций записи и одной станции воспроизведения. Эффективность работы с этой аппаратурой приводится на примере исследований в пределах Центрального прогиба и юго-восточной части Армении (рис. 1).

Методики полевых работ заключалась в следующем: 10 станций записи расставлялись по профилям и рассечкам с расстоянием между ними 3—5 км, реже 7—10 км. К каждой станции прилагается 3 сейсмографа типа НСП-3, один из которых регистрирует вертикальную, а два других—горизонтальную составляющую смещения. Один из горизонтальных приборов ориентируется по линии север—юг, а другой по линии восток—запад. Станции записи и сейсмографы устанавливались по возможности в подвалах зданий на цементном и хорошо утрамбованном земляном полу. В ряде случаев сейсмографы устанавливались в ямах глубиной до 2-х метров, длиной 1,6 м, шириной 1,5 м и закрывались защитными щитами, причем сейсмографы устанавливались на бетонные плиты размером 80×80×20 см, обеспечивающие монолитность площадки. Продолжительность стоянки зависит от количества зарегистрированных далеких землетрясений, по которым выделялись надежные обменные волны от фундамента. Принято, что 12—15 хороших далеких землетрясений на стоянке достаточны для того, чтобы считать стоянку законченной. Кроме записей далеких и близких землетрясений, регистрировались и промышленные взрывы для изучения скоростной характеристики разреза, графики кото-

рых $\bar{V}_{p,k} = f(H)$, $\bar{K} = \frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_s}$ задавались на ЭВМ для расчета глубинных разрезов.

Информация, получаемая в каждой точке наблюдения с аппаратурой «Черепаша», состоит из:

- 1) записи продольных и обменных волн от далеких землетрясений;
- 2) записи продольных, обменных и поперечных волн от близких землетрясений;
- 3) записи продольных и поперечных волн от взрывов. Обработка всей информации в совокупности дает возможность получить глубинный



Рис. 1. Сейсмологические профили станции «Черепаша».

разрез земной коры, скоростные характеристики разреза, распределение очагов землетрясений по площади и по глубине, местоположение разломов и их вероятную глубину, а также изучить характер напряженного состояния земной коры и режим сейсмичности региона.

Запись, получаемая по далеким землетрясениям, зарегистрирована трехкомпонентной установкой и состоит из продольной волны Р (компонента) и образованных ею обменных волн PS (X, Y — компоненты).

За период исследований 1975—76 гг. в пределах Центрального про-

прогиба и юго-восточной части Армении зарегистрировано 648 далеких землетрясений, характеризующихся различными азимутами подхода ($\alpha = 7-356^\circ$), эпицентрными расстояниями ($\Delta = 1,5-150^\circ$), магнитудами ($M = 4,5-8$), глубинами очагов ($h = 20-600$ м). Эти землетрясения зарегистрированы из различных сейсмоактивных зон земного шара: Курильских островов, Камчатки, Японии, Алеутской дуги, полуострова Аляска, островов Нампо и Фиджи, Индонезии, Чили, Бирмы, Филиппин, Пакистана, Афганистана, Японского моря, Камандорских островов, Китая, Турции, Кавказа, Ирана, Средиземного моря и др. Основной процент далеких землетрясений, по которым выделяются четкие обменные волны, приходится на Японские, Курильские землетрясения; за ними следуют землетрясения из Кермадека, Филиппин, Камчатки, Индонезии, о-ва Хонсю. Почти все эти землетрясения характеризуются достаточно четкой формой продольной волны, состоящей из 3—5 фаз; землетрясения из Турции, Ирана, Китая, Кавказа характеризуются более многофазной записью продольной волны.

Основная полезная информация по обменным волнам получена от землетрясений с четкой немногofазной формой (3—7 фаз) продольной волны Р. Качество материала весьма разнообразное и увязать его с определенными азимутами подхода землетрясений не удастся, т. к. из одного и того же азимута приходят землетрясения хорошего и низкого качества и землетрясения с почти полным отсутствием обменных волн. Так, встречается хорошего и низкого качества материал как среди курило—камчатских и японских, так и среди индонезийских и филиппинских землетрясений.

Относительно определенно увязывается качество материала с глубиной очага: у глубокофокусных землетрясений с глубиной очага порядка 300—600 км на островах Нампо, Кермадек, Японии, Охотского моря отмечена четкая запись продольной волны и четкая обменная волна.

Отмечено изменение характера материала по обменным волнам на соседних станциях, удаленных на небольшие расстояния до 3—5 км. в частности на одной станции от одного и того же землетрясения может в первых вступлениях следиться волна, обменивавшаяся на поверхности фундамента, а на соседней станции—волна, обменивавшаяся на границе в осадочной толще, а иногда выходят волны, обменивавшиеся на более глубоких границах. Граница в осадочной толще—верхнемеловые образования, в общем следится довольно четко, в основном на участках, где фундамент залегает на большой глубине; иногда в первых вступлениях выделяются обменные волны от границы в базальтовом слое и поверхности Мохоровичича. Наиболее выдержанной границей является поверхность фундамента; обменная волна от поверхности фундамента динамически выражена и довольно уверенно коррелируется от станции к станции.

В целом можно сделать вывод, что разнообразие материала связано со сложным геологическим строением районов работ: большое коли-

часто нарушений, резкое фациальное замещение пород, крутые углы наклона, наличие интрузивных внедрений.

Таким образом, землетрясения дают самый разнообразный материал, зависящий как от особенностей самого землетрясения, так и от геологического строения участков, на которых установлены станции записи.

Выделение и корреляция обменных волн на сейсмограммах далеких землетрясений проводилось с использованием известных в литературе [3, 4, 5] критериев. Наиболее четко и выдержанно по площади выделены обменные волны от поверхности фундамента PSф, которые в основном, регистрируются в первых вступлениях. В этом случае выделение обменной волны PSф не представляет трудности. Затруднения в выделении волн PSф возникали при наличии составляющей продольной волны и волн PSoc—от границ в осадочной толще. Иногда эти волны не препятствуют выделению обменных волн от фундамента. Время запаздывания обменных волн в условиях спокойного залегания границы Δt_{ps-p} , полученная по различным землетрясениям, определилось довольно стабильно с небольшим разбросом отсчетов $\pm 0,05$ сек. При увеличении угла наклона и в условиях расчлененного рельефа фундамента корреляция обменных волн затруднялась. Но при наличии записи 20—30 далеких землетрясений под каждым пунктом наблюдения удавалось выделить до 10—15 обменов и прокоррелировать границу обмена. Значительный разброс времен Δt_{ps-p} наблюдался на станциях, установленных непосредственно над разломом. При расположении станций по обе стороны от разлома наблюдается резкое изменение значений Δt_{ps-p} ; в ряде случаев при таком расположении станций форма обменной волны от фундамента на этих станциях сохраняется. Характерный участок профиля с резким перепадом положения границы обмена от фундамента представлен на рис. 2.

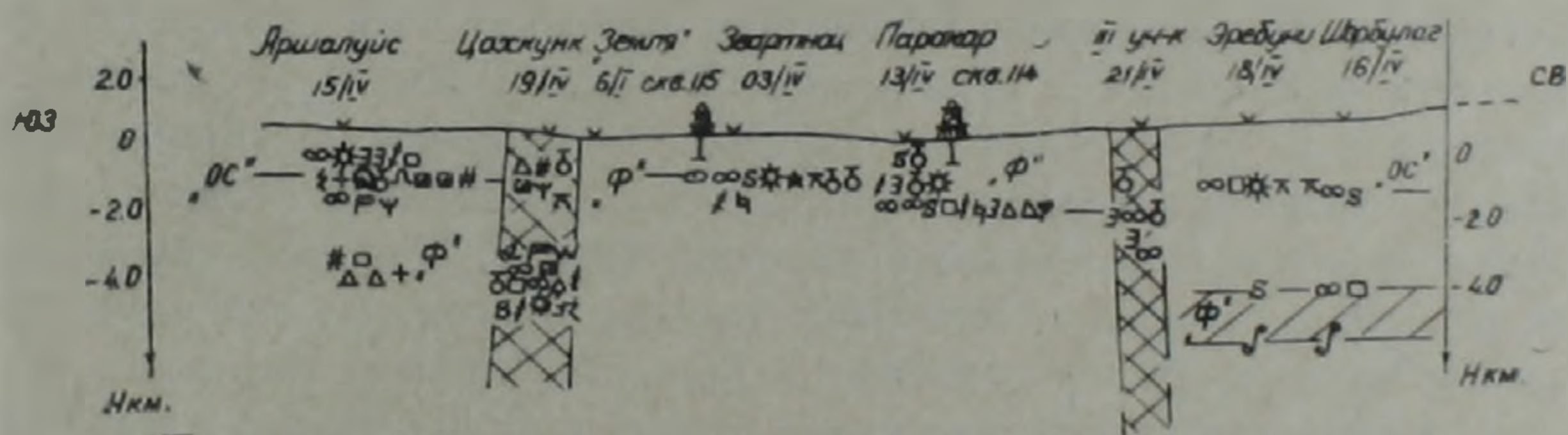


Рис. 2. Характер записи продольной волны от далеких землетрясений.

Обменные волны от поверхности фундамента были получены от определенных землетрясений, зарегистрированных, в основном, из Филиппин, Японии, Индонезии, Кермадека, Алеутской дуги, Турции и др. От горизонтов в осадочной толще обменные волны зарегистрированы на участках, где поверхность фундамента залегает на большой глубине.

По выделенным обменным волнам по профилям строились временные разрезы, на которых выделены от пяти до семи довольно устойчи-

вых границ обмена, соответственно приуроченных к поверхности фундамента (Δt_{ps-p} изменяется от 0,2—1,6 сек); границе в «гранитном» слое ($\Delta t_{ps-p}=1,8—2,2$ сек); поверхности «базальтового» слоя ($\Delta t_{ps-p}=2,6—3,4$ сек), границе внутри «базальтового» слоя ($\Delta t_{ps-p}=3,8—5,4$ сек), поверхности Мохоровичича ($\Delta t_{ps-p}=5,4—6,4$ сек) и границы в мантии. Характерный временной разрез представлен на рис. 3.

Наиболее четкой границей обмена является поверхность фундамента. Обменные волны от границ в земной коре располагаются, обычно, в последующих вступлениях, реже они регистрируются в первых вступлениях, т. е. перед ними нет других записей обменных волн. Корреляция границ по обменным волнам от одного и того же землетрясения в нескольких пунктах наблюдения не всегда осуществлялась, чаще граница строилась по скоплению обменных волн с примерно одинаковыми временами запаздывания от разных землетрясений. Разброс наблюдаемых времен для границ в коре увеличивается до $\pm 0,15—\pm 0,2$ сек и растет по мере увеличения глубинности границ, что связано как с погрешностями определения Δt_{ps-p} , обусловленными интерпретацией, так и разными Δt_{ps-p} в зависимости от угла выхода волн.

Стратиграфическая привязка границ обмена осуществлялась на участках, где пробурены скважины или имелись выходы на поверхность. Зоны глубинных нарушений проявляют себя так же, как и при записи волн от поверхности фундамента. Прослеживание нарушений на глубину проводилось до появления глубинной границы, для которой признаки нарушения отсутствуют, т. е. не наблюдается вертикального распределения времени запаздывания Δt_{ps-p} , частотных искажений записи обменных волн, разрыва в прослеживании границ.

Временные разрезы по профилям, проходящим в пределах сложного тектонического строения фундамента Центрального прогиба, характеризуются обильным распространением обменных волн от осадков, поверхности фундамента и границ земной коры. Времена запаздывания изменялись от 0,2—0,6 сек на участках неглубокого залегания фундамента (Арзакан, Паракар, Звартноц) до 1,0—1,6 сек в пределах наиболее погруженного фундамента (Фонтан, Арамус, Алапарс); также резкие перепады связаны с крупными тектоническими нарушениями. На большей части профилей выделяются обменные волны от границы в осадочной толще, отнесенной к меловым отложениям: эти волны хотя и обладают иногда слабой интенсивностью, все же уверенно и довольно протяженно прокоррелированы почти по всему району. На основе всего материала по Центральному прогибу выделены следующие границы с временами запаздывания равными: «ОС» = 0,2—0,6 сек; «Ф» = 0,2—1,6 сек; «Г» = 1,8—2,3 сек, «Б₁ Б₂ Б₃» = 2,8—5 сек; «Мох» = 5,4—6 сек; «М₁ М₂ М₃» = 7 сек.

На временных разрезах Урц-Айоцдзорского поднятия и Севанского прогиба довольно четко выделяются различные границы обмена по скоплению точек, особенно большое скопление обменов от станции к станции наблюдается на первых трех границах: в осадках, «Ф», «Г».

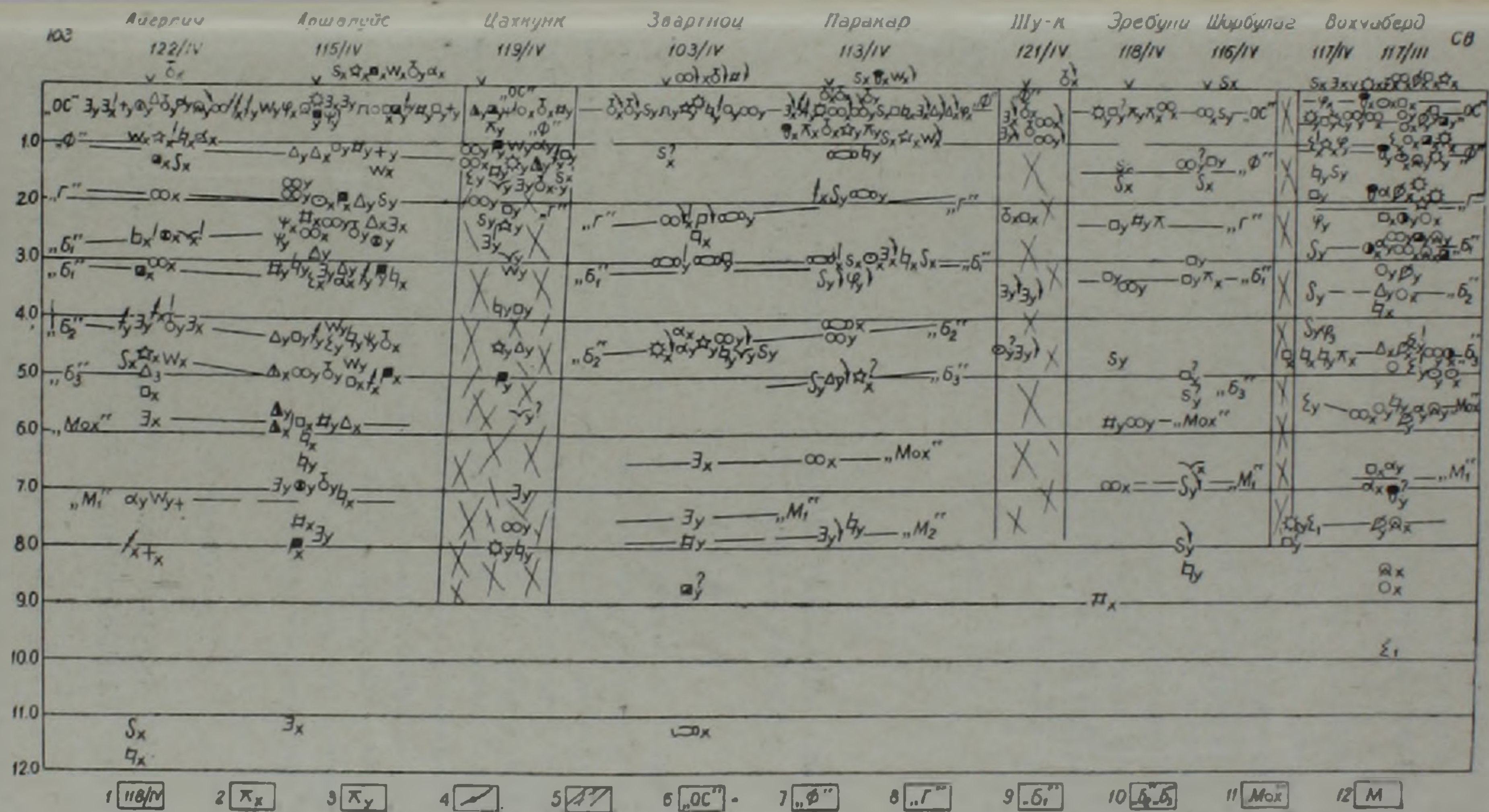


Рис. 3. Временной разрез по профилю Айгерлич—Звартноц—Вохчаберд.

1. Номер станции в числителе, номер станции в знаменателе. 2. Значение $\Delta t_{ps} \times p$. 3. Значение $\Delta t_{pSy} \cdot p$. 4. Знак вступления обменной волны, соответствующий подходу. 5. Зоны тектонических нарушений. 6. Граница в осадочной толще. 7. Поверхность кристаллического фундамента. 8. Граница в гранитном слое. 9. Поверхность базальтового слоя. 10. Граница в базальтовом слое. 11. Поверхность Мохоровичича. 12. Границы в мантии.

ниже количество обменов уменьшается, но тем не менее границы следуют от станции к станции. По принципу отсутствия обменов, распределения их по вертикали, в случае расположения станций над разломом или при больших перепадах в Δt_{ps-p} от фундамента и других границ, проведены разломы в Варденисе, Кошабулаге и др.

Почти повсеместно выделяются границы в осадочной толще с $\Delta t_{ps-p}=0,4-0,8$ сек; «Ф» с $\Delta t_{ps-p}=0,8-1,6$ сек; «Г» с $\Delta t_{ps-p}=1,8-2,4$ сек; Б_{1,2,3} с $\Delta t_{ps-p}=2,8-5,4$ сек; «Мох» с $\Delta t_{ps-p}=5,8-6,4$ сек. Границы в мантии прослеживаются менее уверенно и не протяженно с $\Delta t_{ps-p} \geq 7-9$ сек. Полученное волновое поле дало возможность получить представление о тектоническом строении района, выделить области наличия и отсутствия обменных волн и установить переход от одной зоны к другой.

Таким образом, для этих довольно сложных в геолого-тектоническом отношении участков Армении зарегистрированы довольно четкие обменные волны, корреляция которых позволила выделить границы обмена и построить глубинные разрезы.

Управление геологии
Армянской ССР

Поступила 8.X.1978.

Ի. Ր. ՕՍԻՊՈՎԱ

«ՉԵՐԵՊԱԽԱ» ԿԱՅԱՆՆԵՐԻ ՄԻՋՈՑՈՎ ՀԱՅԱՍՏԱՆՈՒՄ ՌԵԴԻՈՆԱԿ ՍԵՅՍՄԻԿ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում բերվում է Հայաստանի երկրաբանական պայմաններում սեյսմոլոգիական ուսումնասիրության մեթոդիկական «Չերեպախա» սարքավորումների համալիրի միջոցով: Տրվում են երկրազնդի տարբեր սեյսմոակտիվ գոտիներում գրանցված երկրաշարժերի բնութագիրը և փոխանակային ալիքների սահմանները՝ կառուցված նույնատիպ ալիքներով: Նստվածքային ծածկոցում և բյուրեղային հիմքում փոխանակային ալիքների սահմանների առանձնացման հետ մեկտեղ, նման սահմաններ են առանձնացված նաև երկրի կեղևում՝ ընդհուպ մինչև Մոխորովիչիչի մակերևույթը:

Ստացված տվյալները հնարավորություն են տալիս Հայաստանի երկրաբանական պայմաններում խորքային սահմանների ուսումնասիրման բնագավառում այս մեթոդը արդյունավետ համարել:

I. B. OSIPOVA

ON THE REGIONAL SEISMIC INVESTIGATIONS IN ARMENIA BY „CHEREPAKHA“ STATIONS

S u m m a r y

The results of investigations by „Cherepakha“ stations in the Central depression of Armenia are listed in this paper. Using the industrial

explosions data the diagrams of average velocities are plotted and the depths of exchange boundaries occurrences are calculated according to data of distant earthquakes. The depths up to the Mohorovicic discontinuity are investigated. The scheme of fundament surface structure is drawn up according to which the fundament has a very complicated structure and is dissected to several blocks demarcated by abyssal fractures. The description of individual structural-tectonic elements is brought.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Анастан», 1958.
2. Егоркина Г. В., Соколова И. А. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
3. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. «Недра», М., 1958.
4. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Методика и основные результаты изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии с помощью станций «Земля». В кн. «Методика и результаты комплексных геофизических исследований» «Недра», Л., 1969.
5. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». «Недра», М., 1977.

УДК 551.311.8(479.25)

В. М. ОВСЕПЯН, Р. Г. АСАТРЯН

СОСТОЯНИЕ И ПУТИ РАЗВИТИЯ ПРОТИВОСЕЛЕВЫХ МЕРОПРИЯТИЙ В АРМЯНСКОЙ ССР

В статье приводятся те основные направления, на которые необходимо обратить внимание исследовательских, проектных и других организаций при изучении и разработке мер борьбы с селевыми явлениями.

На территории Армянской ССР широко распространены самые разнообразные проявления стихийных разрушительных процессов, связанных в основном с вредным воздействием поверхностных вод. Селевые и ливневые паводки, водная эрозия почв, оползни и обвалы присущи почти всей территории республики, но распределение и интенсивность их проявления не везде одинаковы.

Из указанных процессов наиболее ощутимый ущерб народному хозяйству Армянской ССР наносят селевые потоки, которые возникают довольно часто почти на всех водотоках республики.

В зависимости от условий (геологических, геоморфологических и климатических) формирования селевых ливневых паводков вредному воздействию селей подвержено в разной степени около 50% территории Армянской ССР.

На территории Армянской ССР наиболее важным объектом, подвергающимся периодическому разрушительному действию селевых потоков, является быстро растущая столица республики г. Ереван. За последние 100 лет городу несколько раз наносился серьезный ущерб селевыми потоками, из которых сильнейшим был селевой поток 25 мая 1946 г.

Разрушительному действию селей систематически подвергаются центры цветной металлургии республики гг. Кафан и Алаверди, а также поселки Вохчи, Каджаран, Агарак, Дастакерт и другие, расположенные в сильно селеносных бассейнах. Так, например, 15 августа 1970 г. в результате ливневого дождя очень большой интенсивности по логам в черте г. Алаверди прошли мощные сели, причинившие большие убытки городу и прилегающим районам. Следует отметить также селевой поток, прошедший 29 мая 1972 г. по логам в черте г. Кафан. Селевые и ливневые паводки систематически причиняют ущерб также гг. Кировакан, Дилижан, Ленинкан, Иджеван, Спитак, Горис, Сисиан, Артик и многим селениям.

Под постоянной угрозой селей находятся железная дорога Ереван-Тбилиси, Ереван-Баку и вновь сооружаемая Севан-Варденис. Селевые потоки часто размывают и заносят своими выносами участки шоссейных

дорог Кировакан-Ленинакан, Кировакан-Туманян, Ленинакан-Талин, Дилижан-Иджеван, Кафан-Гехи, Мегри-Нювади и др.

Систематически страдают от селей оросительные и энергетические каналы, ценные земельные угодья и ряд народнохозяйственных объектов.

По ориентировочным подсчетам ежегодные убытки от селевых потоков в республике насчитываются десятками миллионов рублей, не считая убытков, которые несет сельское хозяйство от эрозии почв.

На территории республики широко распространены также процессы водной эрозии почв, способствующие формированию селевых потоков. По ориентировочным данным около 75% земельной площади республики подвержены в той или иной степени эрозии почв. В результате систематического смыва верхнего слоя почвы плодородие почв падает, снижается урожайность сельскохозяйственных культур.

За последние годы в республике проведены определенные работы по изучению и разработке мер борьбы с селевыми явлениями.

Изучение и обследование селеопасных бассейнов, проведенное АрмНИИВПиГ по всей территории Армянской ССР (более 450 водотоков, логов, оврагов и суходолов), позволило выявить влияние различных факторов, обуславливающих формирование и прохождение селевых потоков. Установлены степень селеопасности и селеактивности бассейнов, на основании чего составлена карта «Селевые потоки Армянской ССР», опубликованная в атласе Армянской ССР, и карта эродированности селеопасных бассейнов Армянской ССР.

Для установления расчетных значений максимальных расходов и других параметров селевых потоков неизученных селеопасных рек Армянской ССР, в АрмНИИВПиГ разработаны «Временные методические указания по расчету основных параметров ливневых селевых паводков на территории Армянской ССР», которые утверждены Государственным комитетом по делам строительства при Совете Министров Армянской ССР.

На основании анализа материалов экспедиционных обследований народнохозяйственных объектов, городов и селений, железных и шоссейных дорог, гидротехнических сооружений и сельскохозяйственных угодий, страдающих от селевых потоков и ливневых паводков, в АрмНИИВПиГ разработана генеральная схема противоселевых, противопаводковых мероприятий, входящая в Генеральную схему комплексного использования и охраны водных ресурсов «Борьба с вредным воздействием вод». В схеме дается перечень мероприятий, обосновывается необходимость их осуществления, устанавливается эффективность и приводятся основные характеристики и ориентировочная стоимость рекомендуемых мероприятий.

В АрмНИИВПиГ разработана методика расчета и проектирования селетранспортирующих сооружений, которая вошла в проект общесоюзных технических указаний для проектирования селетранспортирующих, селеулавливающих и селерегулирующих гидротехнических сооружений.

Для правильного выбора гидрологических параметров селевых потоков в АрмНИИВГиГ проведены исследования по установлению коэффициента селевого стока селеносных рек и составлена карта коэффициента селевого стока для территории Армянской ССР. На основании проведенных лабораторных модельных исследований селезащитных сквозных плотин типа ЗакНИГМИ из сборного железобетона, возводимых в системе селезащитных сооружений в г. Алаверди, дана оценка принятого инженерного решения организации нижнего бьефа этих плотин и соответствующие рекомендации для правильного составления технического проекта, обеспечивающего надежную защиту центра г. Алаверди от селевых потоков.

На основе анализа геоморфологических типов рельефа и существующей классификации селевых потоков, составленной в АрмНИИВГиГ, Ереванским госуниверситетом разработана методика составления карт, учитывающая селеносность, селеактивность, селеопасность и другие факторы селевых водотсков Армянской ССР.

Для составления «Схемы противоселевых мероприятий по защите гг. Ереван—Кафан» в ЕрГУ проведены исследования по выявлению природных условий селеобразования, физико-географических, инженерно-геологических и геоморфологических условий Ереванского и Кафанского районов.

В результате проведенных Управлением геологии Армянской ССР инженерно-геологических исследований селей на ряде селеносных рек установлены очаги зарождения и скопления склоновых рыхлообломочных образований, характер продуктов выветривания и их гранулометрический состав и составлена инженерно-геологическая карта селеносных водотоков бассейна р. Воротан в масштабе 1:50000.

Для защиты почв от водной эрозии, способствующей формированию селевых явлений, Институтом почвоведения и агрохимии МСХ Армянской ССР разработаны агротехнические и агрохимические методы восстановления эродированных почв и составлены крупномасштабные агрохимические карты для всей территории Армянской ССР с указанием степени эродированности почв и потребного количества удобрения.

В республике имеются также достижения в области проектирования и строительства противоселевых сооружений.

Для защиты г. Еревана от селевых потоков в 1951—1952 гг. по предложению Минводхоза республики осуществлен Ариджский ливнерегулятор, который дал возможность срезать пики прошедших селевых потоков и позволил значительно снизить расчетные расходы р. Гедар в черте г. Еревана.

Наряду с регулированием поверхностного стока и срезкой пиков селевых и ливневых паводков с помощью ливнерегуляторов в практике борьбы с селями в республике получили развитие и другие гидротехнические сооружения: селеотводящие каналы, селеспуски и система барражей, осуществленные на некоторых селеносных реках, Армгипрозе-

мом составлены схемы и проекты комплексных противоэрозионных мероприятий по бассейнам ряда селеносных рек Армянской ССР.

Для защиты почв от водной эрозии и территории Армянской ССР Госкомитетом лесного хозяйства СМ Армянской ССР за последние четыре года проведены большие работы по насаждению лесных культур на горных склонах с устройством простейших склоновых сооружений. Одновременно разрабатывались мероприятия по восстановлению и улучшению старых насаждений с осуществлением соответствующих противоэрозионных работ.

Проектными организациями составлены технические проекты селезащитных сооружений в гг. Ереване (Ереванпроектом), Алаверди, Кафане (Армгидропроектом), Ленинкане и в ряде районных центров республики (Армкоммунпроектом). Однако разработанные проекты не осуществляются из-за отсутствия лимита финансирования на строительство или из-за отсутствия специализированной строительной организации. Так, например, в 1975 г. Армгидропроектом составлены рабочие чертежи селезащитных сооружений в бассейне оврага—«Улица Худякова» и выдан заказчику—Министерству коммунального хозяйства Армянской ССР. Объект был включен в титульный список строительства 1975 г. с финансированием на первый год строительства в размере 200 тыс. руб. До сих пор трест «Ахтальстрой» выполнил строймонтажные работы на 16% из указанного объема.

Для проведения исследовательских работ по установлению основных характеристик селевых потоков в натурных условиях, Армгипроводхозом составлен технический проект селеизмерительных сооружений селестоковой станции в бассейне р. Веди. По заданию Армгипроводхоза АрмНИИВПиГом начаты лабораторные исследования измерительных сооружений станции.

Для защиты от селевых потоков с. Армаш и земельных угодий ближайших совхозов общей площадью 790 га Армгипроводхозом составлен технический проект «Отвод селевых вод с территории орошаемых земель, подкомандных Азатскому водохранилищу з Араратском районе» и в настоящее время Главармводстроем ведется строительство объекта развернутым фронтом.

Проектными организациями проводятся работы по составлению технического проекта селезащитных сооружений второй очереди Саннинского плато в г. Алаверди «Схемы противоселевых мероприятий по защите г. Кафана» (Армгидропроект), генплана селезащитных сооружений г. Еревана и мероприятий для защиты юго-восточной части города от воздействия селевых потоков Джрашенских логов (Ереванпроект), технического проекта по защите вновь проектируемой железной дороги Севан-Варденис от селевых потоков (Армгипротранс) и ряда других проектов.

В настоящее время разными научными и изыскательными учреждениями, а также вузами республики проводятся работы по изучению при-

роды и условий образования селевых потоков, по разработке методов прогноза селевых явлений, по разработке новых конструкций и методов расчета селезащитных сооружений, по разработке агротехнических и агролесомелиоративных мероприятий в целях ослабления эрозионных процессов, способствующих образованию селевых потоков и др.

Однако, несмотря на определенные успехи, все еще исследования по селям и осуществляемые селезащитные мероприятия не отвечают требованиям народного хозяйства и нуждаются в серьезном улучшении.

В республике более чем в двадцати организациях проводятся работы по изучению селевых явлений, эрозионных процессов и по разработке и осуществлению противоселевых и противоэрозионных мероприятий. Эти организации действуют отдельно и независимо друг от друга, иногда проводимые работы дублируются. Поэтому изучение селевых явлений и разработка противоселевых и противоэрозионных мероприятий проводятся недостаточно комплексно. Необходимость комплексного изучения селей и разработка противоселевых комплексных мероприятий неоднократно указывались в ряде постановлений ЦК КПСС и СМ СССР.

Отсутствие надлежащей организации и координации научных исследований, проектирования строительства и эксплуатации противоселевых мероприятий привело к тому, что значительная часть осуществленных противоселевых мероприятий оказалась неэффективной.

Ввиду низкого уровня строительных работ в республике в ряде мест строительные работы способствуют появлению эрозионных селевых процессов, в частности, горно-рудные отвалы и строительный мусор являются естественными очагами питания селевых паводков твердым материалом.

В республике нет специализированной строительной организации, которая осуществляла бы строительство противоселевых и противоэрозионных сооружений и их эксплуатацию.

Осуществление селезащитных сооружений в республике выполняется не в полном объеме, на отдельных участках отсутствует необходимый контроль за их проведением.

Большинство построенных селезащитных сооружений решали локальные вопросы защиты отдельных объектов и, как правило, проектировались и строились без достаточного научного и технико-экономического обоснования.

Узковедомственный подход к делу проектирования и строительства селезащитных мероприятий и отсутствие надлежащего контроля за их осуществлением не позволяют эффективно использовать капитальные вложения для разработки противоселевых мероприятий.

Опыт борьбы с селевыми потоками как у нас в стране, так и за рубежом показал, что наилучшие результаты при осуществлении противоселевых мероприятий получаются в том случае, когда весь комплекс вопросов по исследованию, проектированию, строительству и эксплуатации сосредотачивается в одной специальной организации, имеющей

право разрешать осуществление того или иного мероприятия в данном районе. Такие организации уже давно существуют в Австрии, Франции, Италии, Югославии, Японии, США и других странах и недавно (в 1973 г.) была организована в Казахстане (Главное управление Казглавселезащита при СМ Казахской ССР). На необходимость организации таких управлений во всех горных республиках Союза было указано в решениях Всесоюзных селовых совещаний.

В 1979 г. Научный Совет по борьбе с селевыми явлениями при АН Армянской ССР вновь обратился в Совет Министров Армянской ССР с соответствующим предложением об организации в республике специализированного управления (главселезащита) при Совете Министров Армянской ССР по исследованию, проектированию, строительству и эксплуатации противоселевых и противоэрозионных сооружений.

Наша партия и правительство придают важное значение осуществлению мероприятий по борьбе со стихийными бедствиями, что нашло отражение в постановлениях ЦК КПСС и Совета Министров СССР.

В целях защиты населенных пунктов и народнохозяйственных объектов республики от селевых потоков необходимо обратить внимание исследовательских и проектных организаций на решение следующих основных задач:

1. Изучение влияния процессов выветривания горных пород, водной и ветровой эрозии почв и ливневых дождей на условия образования селевых потоков.
2. Составление методики по прогнозированию ливневых осадков, формирующих ливневые селевые паводки на территории Армянской ССР.
3. Разработка количественных методов учета накопления продуктов разрушения горных пород в селеобразующих очагах бассейнов селеносных водотоков.
4. Разработка научно-технических основ службы предупреждения и оповещения о возможности возникновения селевых потоков.
5. Комплексные геолого-геоморфологические и инженерно-геологические исследования с производством съемочных работ селеносных бассейнов и с разработкой геоморфолого-литологических методов расчета поверхностного смыва.
6. Инженерно-геологическое и геоморфологическое районирование и типизация селевых бассейнов.
7. Разработка «Инструкции по определению расчетных параметров селевых потоков на территории Армянской ССР», принимая за основу ранее утвержденные Госстроем Армянской ССР (приказ № 79, от 23 ноября 1971 г.) «Временные методические указания по расчету основных параметров ливневых паводков на территории Армянской ССР».
8. Исследование механизма и особенностей движения селевых потоков и их динамическое воздействие на селезащитные сооружения.
9. Разработка методики моделирования селевого потока в зависимости от условия движения и воздействия его на селезащитные сооружения.

10. Разработка новых эффективных конструкций селезащитных сооружений (селетранспортирующих, селезадерживающих и др.).

11. Изучение противоэрозионных агротехнических агрохимических приемов на пашне и способов повышения плодородия эродированных почв с учетом особенностей проявления эрозии.

12. Разработка научных основ проведения агролесомелиоративных мероприятий в целях ослабления эрозионных процессов, способствующих образованию селевых потоков.

13. Разработка схем противоселевых комплексных мероприятий и составление проектов с применением новых эффективных конструкций селезащитных сооружений.

14. Значительное расширение экспериментальных баз (лабораторные и натурные) соответствующих организаций, занимающихся научно-исследовательскими работами по исследованию селезащитных сооружений.

15. Для подготовки кадров считаем целесообразным командировки и стажировки специалистов по селевым явлениям в компетентные организации нашей страны и за рубежом, где ведутся соответствующие научные исследования и интенсивные работы по осуществлению противоселевых мероприятий.

Для обеспечения высоких темпов освоения горных районов республики и широкого внедрения в практику новейших достижений науки в области селезащиты необходимо объединить усилия всех организаций и ведомств, занимающихся данной проблемой, и вести исследования по единому координационному плану. Все эти права необходимо предоставить предложенной вышеупомянутой организации «Главселезащита» при СМ Армянской ССР.

Ереванский политехнический
институт им. К. Маркса,
АрмНИИВПИГ

Поступила 26.1.1970.

Վ. Մ. ՀՈՎՍԵՓՅԱՆ, Ռ. Հ. ԱՍԱՏԵՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՄԻՋՈՑԱԲՈՒՄՆԵՐԻ ՎԻՃԱԿԸ ԵՎ ԶԱՐԳԱՅՄԱՆ
ՈՒՂԻՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ-ՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հողվածում բերվում են այն հիմնական ուղղությունները, որոնց վրա պետք է սկսված լինի հետազոտական, նախագծային և այլ կադմակերպչությունների ուղղորդությունը սկսվային երևույթների ուսումնասիրման և նրանց դեմ պայքարի միջոցների մշակման ընթացքում:

THE STATE AND WAYS OF DEVELOPMENT OF THE MUDFLOW-
DEFENCE MEASURES IN THE ARMENIAN SSR

S u m m a r y

The general trends of mudflow processes investigation and prevention are accentuated in this paper to which the research, project and other organizations ought to pay attention.

УДК 551.571.7

Г. А. АЛЕКСАНДРЯН

О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЕГО РЕЖИМА

В статье излагаются результаты разработки нового метода расчета влагосодержания атмосферы, применительно для горных условий и дается характеристика его режима для конкретных условий Армении.

Определение влагосодержания атмосферы имеет исключительно важное значение при исследовании влагооборота на любой ограниченной территории суши, особенно в горных условиях. От того, насколько точно определено суммарное влагосодержание в единичном столбе атмосферы, зависит точность определения количества проносимой влаги, а значит и точность характеристики влагооборота.

Для расчета суммарного влагосодержания в единичном столбе воздуха О. А. Дроздов [2] предлагает несколько интерполяционных формул, полученных из метода трапеций с учетом относительной значимости отдельных слоев атмосферы, начиная с земли до 500 мб поверхности. Содержание влаги выше этого уровня обычно не учитывается, т. к. почти 90% всего водяного пара атмосферы сосредоточено в нижнем пятикилометровом слое.

Предложенные О. А. Дроздовым формулы выведены для равнинных условий, т. е. для условий, когда давление у земной поверхности, в основном, колеблется около 1000 мб. С другой стороны, они выведены с таким расчетом, чтобы получить суммарное влагосодержание, используя данные о влажности только на основных изобарических поверхностях. Естественно, что поставленные условия решения задачи вынудили автора применить метод трапеций для разных высот изобарических поверхностей с допущением изменения удельной влажности с высотой по линейному закону.

Такой подход к решению задачи, как признает и сам автор, является приближенным, т. к. вносит определенные погрешности как при выявлении относительной значимости каждого из выделенных слоев, так и при определении среднего значения удельной влажности каждого слоя.

Учитывая то обстоятельство, что для Еревана земная поверхность находится на уровне 900 мб и то, что материалы аэрологических наблюдений в Ереване дают возможность исследуемый слой атмосферы разбить на более мелкие и одинаковые по высоте интервалы, к определению

нию влагосодержания атмосферы над Ереваном мы подошли несколькими способами.

Разбив всю толщу атмосферы над Ереваном на равные по высоте слои (через 100 мб) и считая (с 3%-ой ошибкой) вес всего столба атмосферы основанием 1 кв. см равным 1 кг [1] для суммарного влагосодержания единичного столба воздуха до высоты 500 мб поверхности с учетом относительной значимости каждого слоя, можем записать:

$$A = 0,1 \left(\frac{q_{800} + q_{600}}{2} + \frac{q_{600} + q_{400}}{2} + \frac{q_{400} + q_{200}}{2} + \frac{q_{200} + q_{000}}{2} \right), \quad (1)$$

где 0,1—коэффициент, указывающий удельный вес каждого слоя во всей атмосфере, q с соответствующим индексом—удельная влажность в г/кг на каждой из изобарических поверхностей. Содержание влаги выше 500 мб поверхности мы также не учитывали, т. к. по данным материалов аэрологических наблюдений Ереванской станции радиозондирования влагосодержание атмосферы на уровне 500 мб поверхности примерно на 4—6 порядков, в зависимости от сезонов года, меньше по сравнению с 900 мб поверхностью, которая для условий Еревана почти совпадает с земной поверхностью.

Применение метода трапеций при условии разделения атмосферы на равные по высоте слои через 100 мб можно считать вполне возможным исходя из того, что изменение удельной влажности с высотой над Ереваном, как это показано на рис. 1, происходит почти по линейному закону.

Учитывая, что в использованном нами материале наблюдений отсутствовали данные для высоты 600 мб поверхности, мы, как обычно это принято, заменили их средними значениями двух соседних изобарических поверхностей. Подставляя значение $q_{600} = \frac{q_{400} + q_{800}}{2}$ в уравнение (1) и производя простые математические преобразования для суммарного влагосодержания единичного столба атмосферы до высоты 500 мб поверхности над Ереваном, в окончательном виде можем записать следующее выражение:

$$A = 0,05 q_{800} + 0,1 q_{600} + 0,15 q_{400} + 0,1 q_{200}. \quad (2)$$

Эта формула и положена в основу расчета суммарного влагосодержания атмосферы над Ереваном.

В целях доказательства правомерности использования этой формулы мы сравнили ее с формулой, предложенной А. И. Бурцевым [1], которая, как увидим ниже, получена несколько иным, но по существу почти подобным способом.

В основу определения суммарного влагосодержания в единичном столбе атмосферы основанием 1 кв. м. А. И. Бурцев положил известную формулу

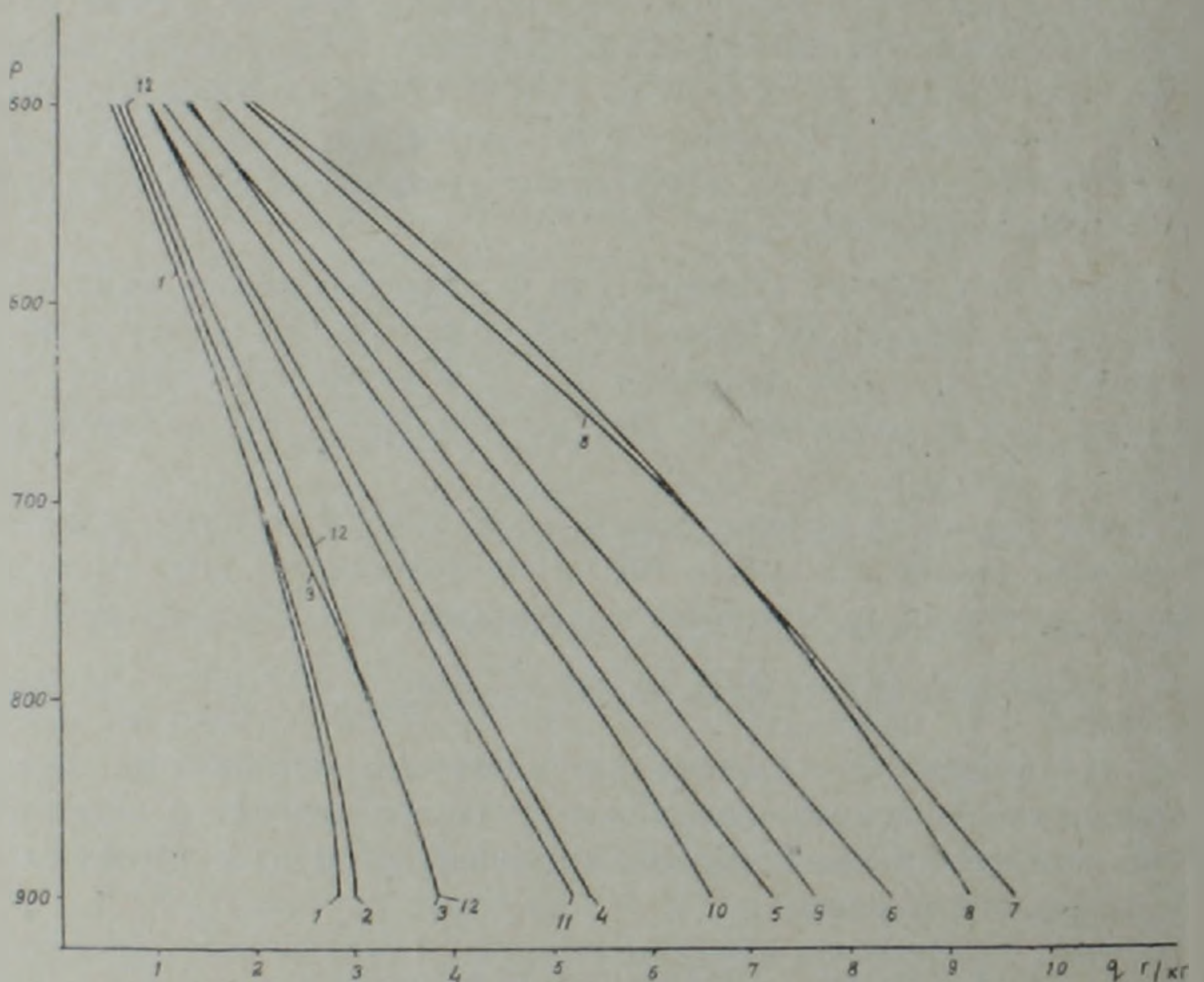
$$A = \int_0^H a(z) dz, \quad (3)$$

в которой H —высота верхней границы исследуемого слоя атмосферы в метрах, $a(z)$ —абсолютная влажность.

Заменяв переменную z на $\int_{p_0}^p \frac{1}{\rho g} dp$, уравнение (3) можно за-

писать в следующем виде:

$$A = 0,01 \int_p^{p_0} q(p) dp. \quad (4)$$



Здесь выражение $0,01 q(p) dp$ показывает количество влаги в объеме воздуха высотой dp , а P_0 и P —давление на земной поверхности и на верхней границе исследуемого слоя.

Интегрируя это выражение в пределах от P_0 до P получим суммарное влагосодержание в столбе воздуха основанием 1 кв. м до высоты P , выраженное в килограммах.

Для конкретных условий Еревана уравнение (4) может быть записано в следующем виде:

$$A = 0,01 \int_{P_0}^{P_1} q(p) dp. \quad (5)$$

Интегрируя по способу трапеций и приняв $\Delta P = 100$ мб (эту возможность, как было показано выше, дают материалы аэрологических наблюдений) для суммарного влагосодержания (в кг) единичного столба воздуха основанием 1 кв.м над Ереваном получим следующее выражение:

$$A = 0,01 \left[(P_0 - 900) \left(\frac{q_0 + q_{900}}{2} \right) \right] + \frac{q_{900}}{2} + q_{800} + q_{700} + q_{600} + \frac{q_{500}}{2}. \quad (6)$$

Естественно, что это выражение может быть действительным только при условии

$$1000 > P_0 > 900 \text{ мб.}$$

Учитывая, что нижний уровень производства аэрологических наблюдений в Ереване (т. е. земная поверхность) практически можно принять равным 900 мб ($P_0 \approx 900$ мб), то первослагаемое выражения (6) можно с достаточной для практических целей расчетов точностью принять равным нулю. Тогда выражение для определения суммарного влагосодержания (в кг) в столбе воздуха основанием 1 кв. м для специфических условий Еревана может быть записано в следующем виде:

$$A = \frac{q_{900}}{2} + q_{800} + q_{700} + q_{600} + \frac{q_{500}}{2}. \quad (7)$$

Если основание исследуемого столба воздуха выразить, как в предложенном нами способе, в см², а суммарное влагосодержание—в граммах, то легко убедиться, что для этого достаточно значение суммарного влагосодержания уменьшить в десять раз.

Тогда выражение (7) примет следующий вид:

$$A = 0,05 q_{900} + 0,1 q_{800} + 0,1 q_{700} + 0,1 q_{600} + 0,05 q_{500}. \quad (8)$$

Если же, как в нашем случае, принять, что

$$q_{600} = \frac{q_{700} + q_{500}}{2},$$

то в окончательном виде для суммарного влагосодержания единичного столба воздуха до высоты 500 мб поверхности и основанием 1 кв. см, выраженное в граммах, получим следующее выражение:

$$A = 0,05 q_{900} + 0,1 q_{800} + 0,15 q_{700} + 0,1 q_{500}. \quad (9)$$

Сравнивая итоговые выражения для расчета суммарного влагосодержания единичного столба воздуха, выраженные в одних и тех же единицах, т. е. сравнивая выражения (2) и (9) убеждаемся, что они ничем не отличаются друг от друга. Идентичность двух формул говорит

о полной правомерности использования предложенной нами формулы (2), которая, кстати, получается значительно проще, чем формула (9).

Результаты расчетов суммарного влагосодержания единичного столба воздуха до высоты 500 мб поверхности над Ереваном по месяцам для каждого года исследуемого десятилетнего периода сведены в табл. 1.

Анализ материалов табл. 1 показывает, что влагосодержание атмосферы, которое, как известно, находится в тесной зависимости от температурного режима, колеблется в значительных пределах, особенно в холодную часть года. Так, например, минимум влагосодержания (0.41 г/см^2) наблюдался в январе 1964 г., когда средняя месячная температура воздуха на всех основных изобарических поверхностях была отрицательной и на уровне 900 мб (т. е. на уровне Еревана), она доходила почти до минус 12° ($-11,8^\circ$).

Таблица 1

Суммарное влагосодержание единичного столба воздуха над Ереваном (г/см^2)

Месяцы Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1961	0,73	0,71	0,82	1,18	1,61	2,04	2,56	2,34	1,66	1,47	1,24	1,09	1,45
1962	0,77	0,87	0,90	1,43	1,67	2,02	2,66	2,27	1,88	1,75	1,25	0,96	1,54
1963	0,98	0,98	0,85	1,54	1,90	2,21	2,75	2,50	2,07	1,90	1,13	0,80	1,63
1964	0,41	0,74	1,08	1,07	1,56	2,28	2,64	2,38	1,66	1,14	0,99	0,77	1,39
1965	0,63	0,66	0,91	1,08	1,50	1,98	2,48	2,35	1,82	1,37	1,09	0,96	1,40
1966	1,03	0,96	0,95	1,51	1,79	2,09	2,43	2,49	2,10	1,69	1,37	0,91	1,61
1967	0,85	0,59	0,80	1,09	1,87	1,89	2,51	2,65	1,99	1,63	1,19	0,94	1,50
1968	0,65	0,73	0,70	1,20	1,96	1,97	2,26	2,09	1,88	1,79	1,51	0,90	1,47
1969	0,71	0,67	1,13	1,26	1,71	1,98	2,19	2,35	1,71	1,59	1,10	1,03	1,45
1970	0,80	0,90	1,09	1,29	1,51	1,86	2,30	2,42	1,69	1,36	1,27	0,77	1,44
Среднее	0,76	0,78	0,92	1,27	1,71	2,03	2,48	2,38	1,85	1,60	1,21	0,91	1,49

Максимум влагосодержания холодного полугодия ($1,03 \text{ г/см}^2$) наблюдался в январе 1966 г. и в декабре 1969 г. В это время, согласно данным аэрологических наблюдений, средняя месячная температура воздуха до уровня 800 мб поверхности была положительной, а на уровне 900 мб она колебалась в пределах $5,8^\circ$ — $3,2^\circ$ тепла соответственно. Характерным в температурном режиме декабря 1969 г. является наличие довольно мощной инверсии в слое от 900 до 800 мб поверхности. В результате этого средняя месячная температура в декабре 1969 г. на уровне 800 мб была почти на 12° ($11,9^\circ$) выше, чем на 900 мб поверхности.

Таким образом, амплитуда колебания влагосодержания атмосферы над Ереваном в холодную часть года за исследуемый период составляет $0,62 \text{ г/см}^2$, что примерно в полтора раза превышает наблюденного в 1964 г. минимального его значения.

В противоположность этому, в теплую часть года амплитуда колебания суммарного влагосодержания единичного столба воздуха за конкретный месяц (VIII) не превышает $0,56 \text{ г/см}^2$, что составляет только четвертую часть наблюдаемого в 1969 г. минимального его значения.

Данные табл. I показывают также, что суммарное влагосодержание единичного столба атмосферы над Ереваном имеет четко выраженный годовой ход, без учета которого можно допустить значительные погрешности при выявлении характеристики влагооборота в горных условиях. Резюмируя приходим к выводу, что характеристика режима суммарного влагосодержания единичного столба атмосферы имеет исключительно важное значение при исследованиях влагооборота в атмосфере, особенно в горных условиях. Это означает, что успешное решение проблемы влагооборота, кроме прочих факторов, в значительной степени зависит и от точности подсчета суммарного влагосодержания единичного столба атмосферы и выявления закономерностей его режима в зависимости от местных условий.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4 I. 1980.

Գ. Ա. ԱԼԵՔՍԱՆԴՐՅԱՆ

ԼՆՈՒՆԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ ՄԹՆՈՂՈՐՏՈՒՄ ԽՈՆԱՎՈՒԹՅԱՆ
ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅԱՆ ՈՐՈՇՄԱՆ ՄԵԹՈԴԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում շարադրված են լեռնային պայմաններում մթնոլորտում խոնավության պարունակության հաշվարկների նոր մեթոդի մշակման արդյունքները և բերված է նրա ուժիմի բնութագիրը Հայաստանի կոնկրետ պայմանների համար:

G. A. ALEXANDRIAN

ON THE METHODS OF ATMOSPHERE MOISTURE CONTENT
DETERMINATION UNDER MOUNTAINOUS CONDITIONS AND
THE CHARACTERISTIC OF ITS REGIME

S u m m a r y

The results of working out a new method of atmosphere moisture content calculation conformably to mountainous conditions are listed in this paper and the characteristic of its regime is discussed for concrete conditions of Armenia.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бурцев А. И. Элементы влагооборота на Европейской территории СССР. Тр. ЦИИ, вып. 38 (65), 1955.
2. Дроздов О. А. О расчетных формулах влагосодержания атмосферы. Тр. ГГО, вып. 198, 1966.

УДК 551.49 : 543.423

Р. С. ЭМИНЯН, Г. М. МКРТЧЯН

СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МИКРОКОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА ГИДРОКАРБОНАТНЫХ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЕНИИ

Широкое развитие в Армянской ССР курортно-санаторного строительства, связанного с исключительным богатством ее территории гидро-минеральными ресурсами, требует всестороннего и детального изучения химического состава минеральных вод, в том числе и содержания в них биологически активных микрокомпонентов, присутствие которых во многом определяет бальнеологическую ценность этих вод.

По затронутой проблеме, освещенной в трудах различных авторов [1, 4], имеются данные, базирующиеся, как правило, на колориметрических и спектроскопических (качественных и полуколичественных) результатах.

В настоящей работе решалась задача спектрографического исследования количественных содержаний ряда микрокомпонентов в некоторых углекислых минеральных водах Армении, выявление взаимосвязи их концентраций с величиной минерализации вод и определение ряда параметров, представляющих бальнеологический интерес. По существу это одна из первых работ, содержащих количественную оценку ряда компонентов минерализации.

По существующей классификации [1] опробованные источники приурочены к четырем генетическим группам минеральных вод, распространенных на территории Армянской ССР.

1. Месторождения, формирующиеся в артезианских бассейнах четвертичной озерно-аллювиальной толщи (Гарибджанян, Гетк).

2. Месторождения, приуроченные к межгорным артезианским бассейнам, сложенным карбонатными породами юры (Татев) и палеозоя (Арарат).

3. Месторождения, формирующиеся в зонах разрывных нарушений вулканосадочных и карбонатных толщ верхнего мела и эоцена (Дилижан, Веди, Фиолетово).

4. Месторождения, связанные с зонами глубинных разломов в гидрогеологических массивах, сложенных интрузивными метаморфическими породами (Бжни, Арзакан).

Исследованию были подвергнуты тринадцать проб углекислых минеральных вод гидрокарбонатного состава с различным сочетанием компонентов, регионально представляющих известные группы минеральных вод, используемые ныне в бальнеологических целях:

а) Дилижан и Фиолетово в пределах Агстевской группы минеральных источников—2 пробы.

б) Гетк и Гарибджанян—в пределах Ленинканской котловины—2 пробы.

в) Бжни и Арзакан—Бжни-Арзаканской группы минеральных источников—5 проб.

г) Татев—Кафанская группа минеральных источников—1 проба.

д) Веди («Арарат») и Арарат-группа минеральных источников Араратской котловины—3 пробы.

По величине общей минерализации исследованные воды группируются в три класса:

— с общей минерализацией до 2 г/л (Гарибджанян, Гетк, Арарат);

— с общей минерализацией от 2 до 4 г/л (Татев, Арзакан, Фиолетово, Веди («Арарат»), Дилижан);

— с общей минерализацией свыше 4 г/л (Арзакан, Бжни).

Отмеченная градация имеет существенное значение при анализе зависимости содержаний микрокомпонентного состава от величины общей минерализации.

Концентрация водородных ионов большинства исследованных вод (Дилижан, Фиолетово, Бжни, Арзакан, Татев, Веди) отвечает слабокислой среде ($\text{pH}=6,3-6,4$). Воды источника Гарибджанян—слабощелочные ($\text{pH}=7,2-7,3$), а скважин Гетк—нейтральные.

При исследовании применялась методика приближенно-количественного анализа, разработанная М. М. Клером [4] и усовершенствованная нами для повышения чувствительности определения как легко, так и трудно летучих компонентов [7].

Воды подготавливались к спектрофотографированию по методике И. Ю. Соколова, Ю. Л. Медведева, А. А. Бродского [6].

В процессе предварительной обработки вышеуказанных вод (получение сухого остатка) выявилось богатство вод месторождений Арарат, Гарибджанян, Гетк органическими веществами, присутствие которых выявило черную окраску сухого остатка, его вязкость и неприятный запах. В связи с этим появилась необходимость разработать новую методику получения сухих остатков этих вод.

Исходя из нашего опыта обработки биологических проб и сведений, имеющихся в литературе [5], был принят следующий метод обработки. После сульфатации и высушивания при температуре 120°C , пробы ставились в муфельную печь при температуре 250°C для предварительного разрушения металлосодержащих органических соединений. Для окончательного разрушения комплексов обработка этих проб в дальнейшем производилась при температуре $350-400^{\circ}\text{C}$ до постоянного веса. Вели-

чина полученного сухого остатка сопоставлялась с данными общей минерализации этих вод, полученными в химической лаборатории Института курортологии и физиотерапии Армянской ССР.

Для анализа всех проб применялись спектрально чистые угольные электроды. Испарение сухих остатков производилось в вертикально расположенной электрической дуге при силе тока от 13 до 20 А. Фотографирование спектра производилось на фотопластинках Изоорто и Инфра 760 ед. ГОСТ-а на кварцевом спектрографе ИСП-28. Расшифровка производилась на ПС-18.

Приводимые результаты определения каждого микрокомпонента это—среднее арифметическое из пятикратных анализов.

Спектральным анализом было установлено наличие следующих компонентов: кремний, алюминий, железо, марганец, титан, стронций, барий, фосфор, медь цинк, литий, бор, молибден и никель (табл. 1).

Из таблицы следует, что большинство элементов (Si, B, Al, Fe, Mn, Li, Cu, Sr) в тех или иных количествах присутствуют во всех проанализированных пробах, причем наиболее существенных концентраций достигает кремний, что позволило нам в исследованных водах выделить:

- а) сильно кремнистые воды (скв 1/74 Арзакан);
- б) слабо кремнистые воды (скв 2/74; 9/75; 4/74; Арзакан, Гетк, Гарибжанян).

Значительных содержаний достигает железо в водах скважины 9/75 Арзакан, определяя ее как железистую.

Другие компоненты (Ti, Ba, P, Ni, V, Mo), имеющие менее выраженное бальнеологическое воздействие, присутствуют спорадически.

Распределение основных микрокомпонентов и связь их с величиной общей минерализации иллюстрируют приведенные графики (рис. 1,2).

Из построенных кривых следует, что увеличение содержаний бора и лития прямо пропорционально возрастанию величины минерализации и, если содержание бора увеличивается с увеличением содержания галогенов, то миграция лития, по-видимому, связана с наличием фтора.

Весьма примечательны кривые зависимости марганца, меди, железа и стронция от величины общей минерализации. Максимальные их содержания приходятся на интервал 2—4 г/л, затем с повышением минерализации от 4 до 6 г/л содержание этих элементов падает. Подобная зависимость говорит в пользу того факта, что катионы этих элементов взаимодействуют в растворе с гидрокарбонатным ионом при значительных концентрациях последнего и с изменением парциального давления выпадают в осадок в карбонатной форме.)

Роль количественной оценки микрокомпонентного состава минеральных вод по их лечебному действию изучена слабо и поэтому нам не представляется возможным судить о степени воздействия тех или иных компонентов на организм. В данной статье приводится лишь качественная

Таблица 1

Сводная таблица результатов спектрального анализа сухих остатков изученных вод

№№ п/п	Наименование вод	Содержание элементов в мг/л															Сухой остаток в г/л
		Si	Al	Li	Fe	Mn	Ti	Sr	Ba	P	B	Ni	Bi	Cu	Mo	Zn	
1	Гарибджанян	34,30	0,52	0,007	1,47	0,13	0,03	0,09	0,29	0,70	0,22	—	—	2,24	—	0,07	0,700
2	Арагат (скв.)	3,2 4,2	1,30	0,005	0,42	0,04	0,01	0,13	—	—	0,02	0,01	—	0,13	—	—	1,140
3	Арагат (басс.)	3,2 4,2	1,43	0,005	0,46	0,04	0,01	0,14	—	—	0,02	0,01	—	0,14	—	—	1,000
4	Гетк	43,52	0,79	0,003	7,61	0,34	0,02	0,05	0,44	1,76	0,83	—	—	0,14	—	—	1,300
5	Татев	10,77	4,35	0,007	0,26	0,26	0,17	0,22	—	—	0,92	—	—	0,53	—	—	1,660
6	Фиолетово	34,58	7,98	0,17	14,89	0,63	0,19	0,48	—	—	0,63	—	0,63	0,17	—	—	2,660
7	Веди	6,5 7,2	1,13	0,09	0,79	0,69	0,14	1,07	—	—	2,46	—	—	0,39	0,03	—	3,280
8	Арзакан 4/74	41,08	0,10	0,13	5,69	0,18	0,06	0,57	0,41	—	4,11	—	0,57	0,03	—	—	3,160
9	Дилижан	36,60	2,20	0,10	7,30	0,73	—	0,30	—	—	5,47	—	—	0,23	—	—	3,040
10	Бжни	27,37	0,55	0,15	5,77	0,36	—	0,47	—	—	3,65	—	—	0,09	—	—	3,650
11	Арзакан 1/74	177,72	0,89	0,08	2,82	0,08	—	0,44	—	—	6,66	—	0,11	0,07	—	—	4,440
12	Арзакан 2/74	72,18	1,28	0,17	5,21	0,17	—	0,72	—	—	12,83	—	0,170	0,03	—	—	4,010
13	Арзакан 9/75	61,75	8,55	0,20	26,61	0,15	0,34	0,47	0,01	—	4,75	—	—	0,15	—	—	4,760

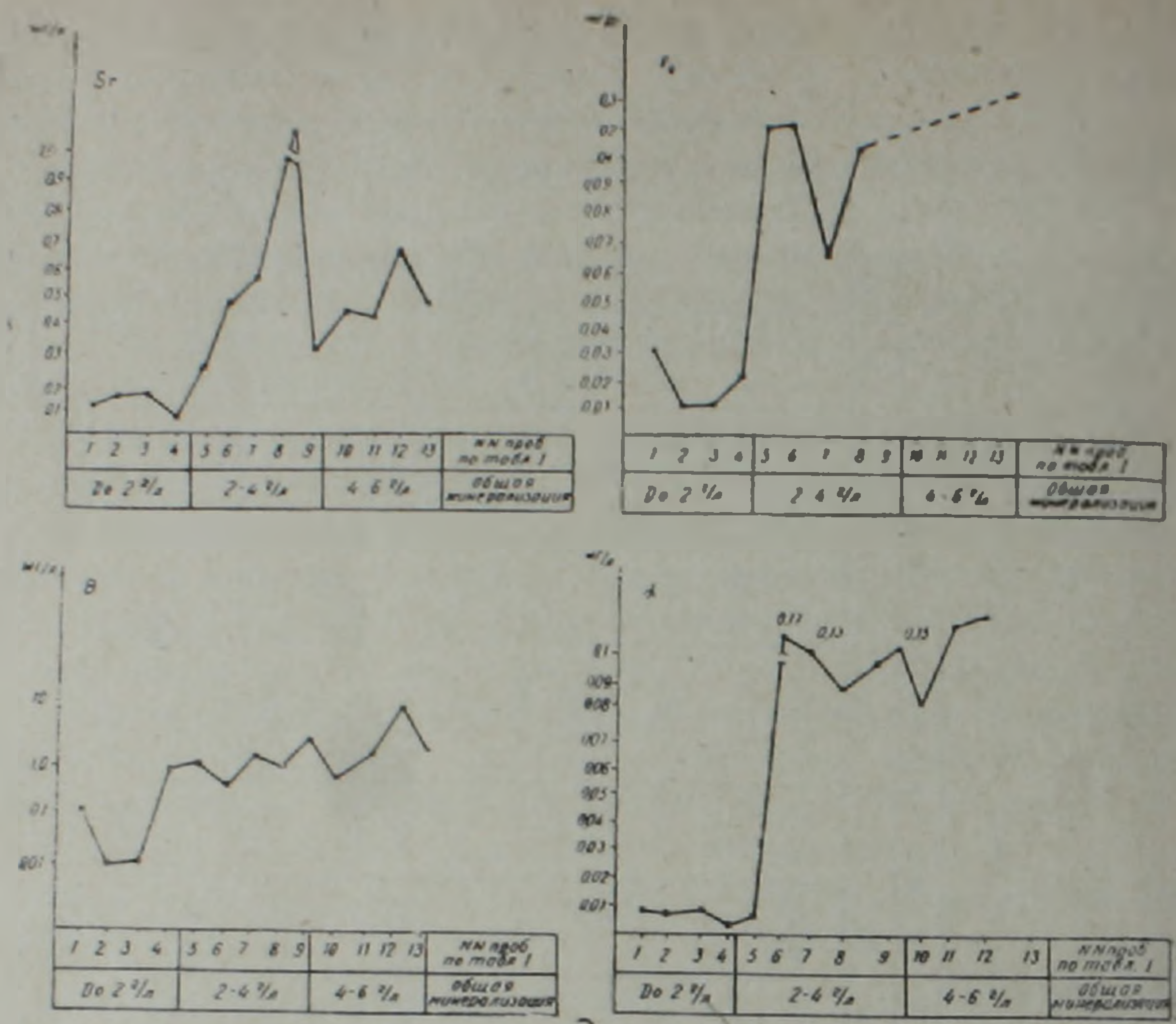


Рис. 1. Распределение В, Li, Sr, Ti в углекислых гидрокарбонатных водах и зависимость их содержания от величины общей минерализации.

Таблица 2

Распределение микрокомпонентов по их лечебному действию

№ п/п	Наименование вод	Э л е м е н т ы								Биологическая роль конкретно не установлена			
		с выраженным фармакологиче- ским действием				участвующие в гормональных и ферментативных процессах							
1	Гарибджанян	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ba	Al	P		Ti
2	Арарат (скв.)	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ni	Al			Ti
3	Арарат (басс.)	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ni	Al			Ti
4	Гетк	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ba	Al	P		Ti
5	Татен	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu		Al			Ti
6	Арзакан 4/74	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ba	Al	B	Be	Ti
7	Фиолетово	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu		Al	B	Be	Ti
8	Веди „Арарат“	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Mo	Al		Ti	
9	Дилижан	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu		Be	Al		
10	Бжни	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu			Be	Al	
11	Арзакан 1/74	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu		Be	Al		
12	Арзакан 2/74	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu		Al	B		Be
13	Арзакан 9/75	Fe	Li	Sr	B	Fe	Mn	Cu	Ba	Al	Be		

характеристика исследованных компонентов, воздействующих на фармакологические, гормональные, ферментативные процессы (табл. 2).

Из таблицы видно, что микрокомпоненты с ярко выраженным фармакологическим действием (железо, литий, стронций и бор) присутствуют во всех изученных водах.

Из числа микрокомпонентов, участвующих в гормональных и ферментативных процессах во всех исследованных водах присутствуют железо, марганец, медь. Барий содержится только в водах Арзакана и Гетк; молибден в водах Веди; никель—Араратских водах; цинк в воде источника Гарибджанян.

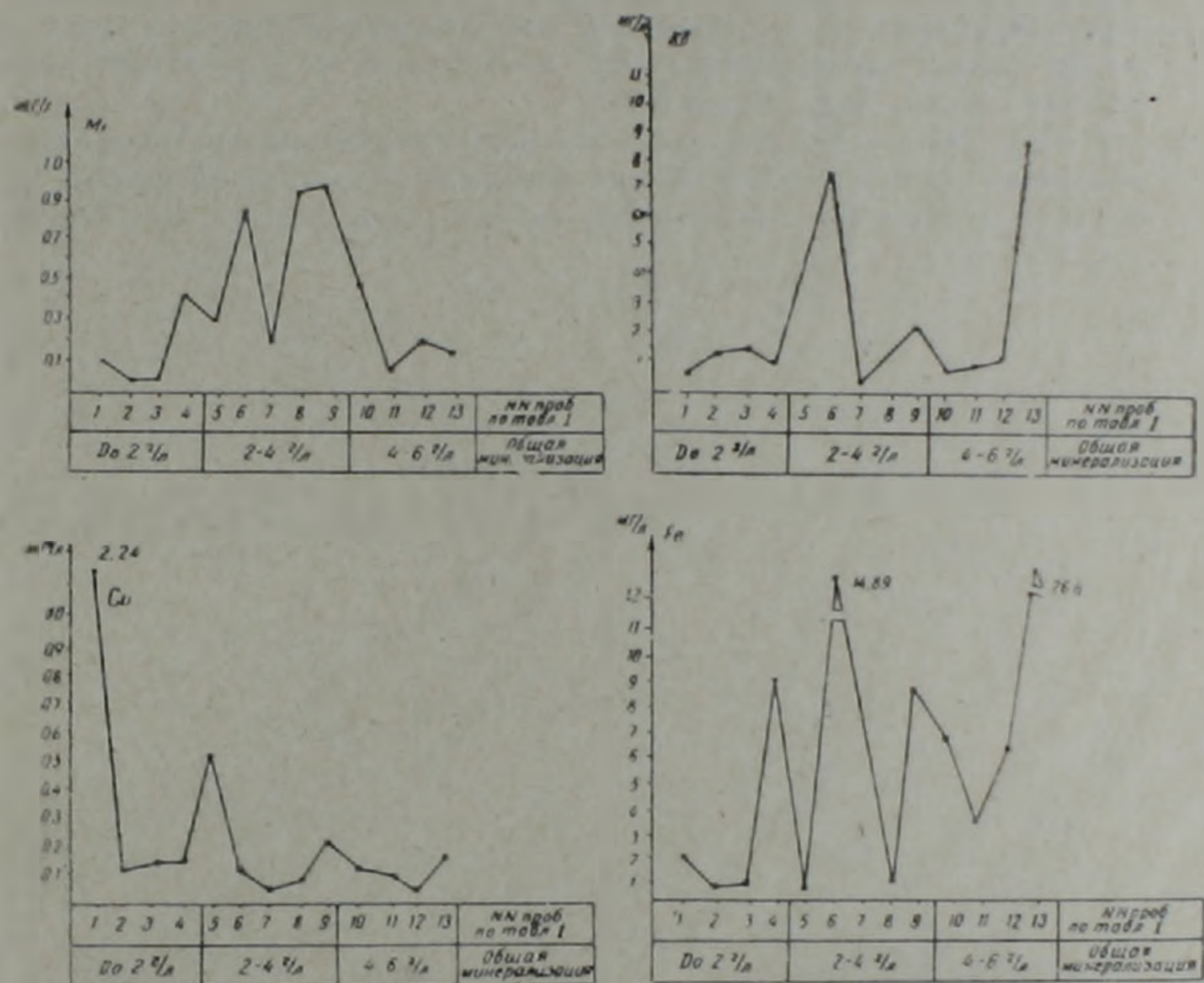


Рис. 2. Распределение Fe, Mn, Cu, Al в углекислых гидрокарбонатных водах и зависимость их содержания от величины общей минерализации.

Из биологически активных микрокомпонентов в исследованных водах обнаружены—кремний, алюминий, в отдельных пробах—титан, фосфор и висмут.

Подводя итог вышесказанному следует отметить, что если многие рассмотренные в данной статье источники минеральных вод хорошо изучены, то новыми в ряду лечебных минеральных вод Армянской ССР могут явиться слабоминерализованные воды Ленинканской группы (источники Гарибджанян, Гетк), бальнеологические свойства которых представляют значительный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долуханова Н. И. Геология Армянской ССР, т. IX, Минеральные воды, 1969.
2. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. Изд. «Недра», Москва, 1964.
3. Клер М. М. Приближенный количественный спектральный анализ минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1959.
4. Кюрегян Т. Н. Микрокомпонентный состав углекислых минеральных вод некоторых районов Арм ССР (Джермук, Арзни и Дилижан). Авторефераты докл. IX конф. мл. н/сотр. и аспирантов, ч. 1, ВСЕГИНГЕО, М., 1964.
5. Анализ следов элементов. Материалы симпозиума по анализу следов Академии медицины, проводившегося в Нью-Йорке, в ноябре 1955 г. под редакцией Дж. Йо и Г. Коха.
6. «Методическое руководство по определению микроэлементов в природных водах при поисках рудных месторождений» Гос. научно-техническое изд. литературы по геологии и охране недр, Москва, 1961.
7. Мкртчян Г. М., Эминян Р. С. Методика повышения чувствительности спектрального определения микроэлементного состава минеральных вод. Сборник научных трудов НИИ курортологии и физиотерапии им. проф. А. А. Акопяна, вып. XII, Ереван, 1969.

