

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՆԳՐԱ

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

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլոխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կա-
րապետյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-
կոս Հ. Գ. Մաղախյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեթյան, երկր.-
հանք. գիտ. թեկնածու Կ. Գ. Շիրինյան, երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ.
Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր
Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ա. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

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

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24:

Адрес редакции:
Ереван 19, Барикамутьян, 24.

АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 4

ТОМ XXVIII

1975

СОДЕРЖАНИЕ

В. Ф. Качурин, Б. М. Меликсетян, Г. А. Саркисян, А. А. Лисица. Особенности геологического строения и основные черты рудоносности Зовашен-Варданеской вулкано-тектонической депрессии (Западный Вайк) 3

И. Х. Петросов, Г. Б. Нисанян. Глинистые породы терригенно-карбонатной угленосной формации Армянской ССР 13

С. А. Айрапетян. Некоторые особенности структуры и размещения ртутно-сурьмяного оруденения на Хайдарканском рудном поле 24

Л. Ф. Борисенко, Н. М. Куриленко. Особенности состава и генезис брусит-антигоритовых прожилков с магнетитом на Джил-Сатанахачском массиве 30

А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян. Условия образования сфалеритов и галенитов на примере колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР 40

Г. В. Егоркина, А. В. Егоркин. Поляризация продольных и обменных волн на горизонтальной поверхности наблюдения 45

Ц. Г. Акопян, Л. А. Ахвердян. Солнечно-суточные вариации и их гармонический анализ по данным магнитной станции «Гярд» (Армянская ССР) 64

С. Ю. Баласаян. Классификация естественных электрических полей электрохимической природы на инженерно-гидрогеологических объектах 72

Т. А. Айрапетян, Б. П. Градусов, А. Г. Черняховский. Почво-элювий палеогеновых порфиритов в лесных ландшафтах Северной Армении 77

Г. С. Хачатрян. Запасы воды в снежном покрове Центральной вулканической области Армянской ССР и возможности их использования 86

И. Г. Хахинов. Сравнительная характеристика среднегодового ионного стока и водоносности рек Армянской ССР 91

Рецензии

Ф. С. Геворкян, Ж. М. Карапетян. Селевые потоки Армянской ССР и методика прогноза селеносных периодов 96

Научная хроника

Л. Б. Григорян. Шестая Всесоюзная конференция по тематическому картографированию 99



Բ Ա Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Վ. Յ. Կաշուրիև, Բ. Մ. Մելիքեանյան, Հ. Հ. Սարգսյան, Ա. Ա. Լիսիցա. Զովաշեն-Վարդանեսի (Արևմտյան Վայք) հրաբխա-տեկտոնիկական գեոլոգիայի երկրաբանական կառուցվածքի և հանրաբերության հիմնական առանձնահատկությունները | 3 |
| Հ. Խ. Պետրոսով, Գ. Թ. Նիսանյան. Հայկական ՍՍՀ տերիգեն-կարբոնատային ածխաբեր ֆորմացիայի կազմի և ապրանքային կազմի | 13 |
| Ս. Հ. Հալաբաբյան. Խաչապուրի հանրադաշտի ստրուկտուրայի ու սնդիկ-ծարիրային հանրաշնագման որոշ առանձնահատկությունները | 24 |
| Լ. Յ. Բուխաևիկ, Ն. Մ. Կուրիլենկո. Մապնետիտ պարունակող բրուսիտ-անտիգրիտային երակիկների կազմի առանձնահատկություններն ու ծագումը Ջիլ-Սատանախաչի զանգվածում | 30 |
| Ս. Հ. Կոչոյան, Սվ. Ս. Մկրտչյան. Սֆալերիտների ու զայնիտների առաջացման պայմանները Հայկական ՍՍՀ կոլչեզանա-բազմամետաղային ու կապար-ցինկային հանրադաշտերի օրինակով | 40 |
| Գ. Վ. Եզրիկնա, Ա. Վ. Եզրիկնա. Երկաշնակի և փոխանակիչ ալիքների բևեռացումը դիտարկման հորիզոնական մակերևույթի վրա | 46 |
| Յ. Գ. Հակոբյան, Լ. Ա. Հախվերդյան. Արեգակնային քառնչորսծամյա վարիացիաները և նրանց հարմոնիկ անալիզը Հայկական ՍՍՀ «Գյարդ» մադնիստական կայանի օվյալներով | 64 |
| Ս. Յու. Քալասանյան. Երկտարբերմիական բնույթի բնական էլեկտրական դաշտերի դասակարգումը ինժեներական-հիդրոերկրաբանական տեղամասերում | 72 |
| Թ. Ա. Հալաբաբյան, Բ. Պ. Գրադոսով, Ա. Գ. Չերեյախովսկի. Հյուսիսային Հայաստանի անտառային լանդշաֆտների պորֆիրիտների հողա-էկոլոգիան | 77 |
| Հ. Ս. Խաչատրյան. Հայկական ՍՍՀ կենսոսական հրաբխային մարզի ձյունածածկույթի ջրի պաշարները և նրանց օգտագործման հնարավորությունները | 86 |
| Ի. Գ. Խախանով. Հայկական ՍՍՀ գետերի միջին տարեկան իոնային հոսքի և ջրատարության համեմատական բնութագիրը | 91 |

ԳՐԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Յ. Ս. Կուրգյան, Գ. Մ. Կարապետյան. Հայկական ՍՍՀ սելավային հեղեղները և սելավաբեր ժամանակաշրջանների կանխատեսման մեթոդիկան | 96 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿ

| | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Գ. Բ. Գրիգորյան. Թեմատիկ քարթեզագրմանը նվիրված վեցերորդ համամիութենական կոնֆերանսը | 99 |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|----|

УДК 553.43.462.499.553.22.241.3

В. Ф. КАЧУРИН, Б. М. МЕЛІКСЕГЯН, Г. А. САРКИСЯН, А. А. ЛИСИЦА

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РУДОНОСНОСТИ ЗОВАШЕН-ВАРДАНЕССКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЗАПАДНЫЙ ВАГК)

Проблема рудоносности вулканогенных комплексов в последние годы приобретает важное значение в связи с открытием в ряде регионов СССР многочисленных молибденовых, ртутных, редкометальных и др. месторождений, приуроченных к эффузивно-экструзивным и субвулканическим образованиям трахандезит-липаритовой формации сложно-построенных вулканических структур.

Важное значение для научно-обоснованного прогноза и выбора методов поисков оруденения в вулканических областях имеют фациальный анализ вулканогенных образований и правильная реконструкция первичных форм вулканических сооружений.

В Айондзорском рудном районе в течение ряда лет проводились комплексные прогнозные исследования на различные виды полезных ископаемых, сопровождаемые структурной геофизикой, многократным дешифрированием аэрофотоснимков, бурением единичных скважин и др. работами.

Особое внимание было уделено изучению сложного вулканического сооружения, получившего название Зовашен-Варданесской вулканотектонической депрессии. Последняя, площадью в 220 кв. км, расположена примерно в центральной части территории и характеризуется широким развитием мощного комплекса вулканогенных толщ неогенового возраста, сформированного в несколько этапов вулканизма.

Спецификой вулканогенного комплекса депрессии является принадлежность его к производным трахандезитовой и липаритовой формаций, которые в возрастном отношении группируются в два крупных магматических комплекса: а) миоценовый, представленный резко контрастными по составу вулканитами (щелочные базальтоиды, трахандезиты, сандиновые трахилипариты, нефелиновые фонолиты, дациты) и б) плиоценовый, состоящий из дацитов, липаритов, обсидианов, перлитов.

Металлогенная специализация депрессии (молибденовая, ртутная, редкометальная) предопределена миоценовым комплексом эффузивно-пирокластических и экструзивно-субвулканических контрастно-дифференцированных образований щелочно-базальтоидного и щелочно-кислого составов.

Изучением геологического строения и петрографии вулканогенных толщ Зовашен-Варданесской депрессии в разное время занимались К. Н.

Наффенгольд [8], А. Т. Аслаяни [1], А. А. Габриелян [3], С. А. Исаакян [5], А. С. Остроумова [7], А. Т. Вегуни [2], Г. А. Казарян [6] и другие.

Комплексное изучение вулканогенных образований депрессии позволило авторам реконструировать разрез вулканогенных толщ, создать принципиально новую модель вулканического сооружения и наметить пути дальнейшего проведения прогнозно- и поисково-геологических исследований.

Авторы представляют, что несмотря на некоторую спорность отдельных положений, обусловленных недостатком данных о глубинном строении депрессии, предлагаемая статья в определенной мере будет способствовать пониманию закономерностей размещения и локализации эндогенного оруденения среди вулканогенных комплексов сложных вулканических сооружений.

Особенности состава и строения вулканогенного комплекса и условия формирования вулканической структуры

В геолого-структурном отношении Зовашен-Варданесская депрессия приурочена к узловой зоне пересечений глубинного северо-западного разлома (Ани-Ордубадского по А. Т. Аслаяну) с краевыми швами, представленными Кетуз-Элишским и Сачалинским разломами, с разрывами северо-восточного и близмеридионального направлений.

Депрессионное (грабенообразное) положение Зовашен-Варданесской структуры определяется крупными глубинными разломами (Кетуз-Элишским и Сачалинским), ограничивающими ее с юго-запада и северо-востока и приводящими в контакт вулканы мио-палеогена и палеозойский комплекс на кристаллическом древнем основании на северо-востоке (Аргичайский выступ фундамента) и приразломную антиклинальную складку—на юго-западе.

Северо-западное и юго-восточное ограничения депрессии отмечаются по серии менее выраженных разломов близмеридионального и северо-восточного простираний с амплитудами смещений в десятки и первые сотни метров.

Основание вулканической депрессии имеет гетерогенное строение. В связи с имевшими место разнонаправленными блоковыми перемещениями отмечаются участки с относительно приподнятым эопалеозойским фундаментом и сокращенными мощностями палеозоя (Аргичайское поднятие) и участки со значительным погружением фундамента (до 3 км) с мощным чехлом мезокайнозойских терригенно-карбонатных осадков. На западе основание депрессии сложено дислоцированными терригенно-карбонатными отложениями палеозоя и пестроцветными фациями и порфиритами верхнего мела, которые прорваны интрузивами габброидов и серпентинитов (район сс. Ортун-Карахач). Остальная часть ложа депрессии сложена мелководными отложениями палеогена с рассеянной обуглившейся растительной органикой.

На севере площади, в пределах Аргичайского поднятия, мощность

палеогеновых отложений незначительна и в ряде случаев вулканиты мио-плиоцена залегают непосредственно на сеновских или верхнепалеозойских образованиях.

Вулканогенный комплекс, выполняющий депрессию (т. н. Эллинская серия по А. А. Габриеляну), на основе региональных сопоставлений предыдущими исследователями был подразделен на три свиты: нижнюю—эллинскую (верхний сармат), среднюю—вохчабердскую (мэотис) и верхнюю—цахкуняцкую (нижний-средний плиоцен).

Пространственная разобщенность ряда вулканических сооружений привела к тому, что слагающие их породы ранее рассматривались в качестве самостоятельных свит, хотя по существу они не имеют определенного стратиграфического положения, а синхронны отдельным этапам вулканизма, центры которых мигрируют в пространстве. Авторы считают выделение этих свит весьма условным, а такой подход к расчленению вулканитов несколько формальным, так как они выделены только по литологическому признаку без учета жерловых, автохтонных и алаухтонных фаций, что в свою очередь в значительной мере затрудняло направление поисков оруденения в пределах масштабных вулканических эпицентров. Поэтому на прилагаемой вулкано-тектонической схеме (фиг. 1) авторы выделяют крупные центры извержений с соответствующими им тремя масштабными этапами вулканизма.

Формирование вулканического сооружения происходило в течение длительного времени с перерывами в вулканической деятельности. В результате нескольких, часто катастрофических, этапов извержений, происходящих на фоне опускания грабенообразных блоков, в тектонической депрессии произошло накопление мощной (1,3 км) толщи вулканогенно-обломочных образований преимущественно андезитового состава (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты), прослаиваемых внутриформационными андезитовыми покровами.

Цикличность вулканической деятельности, отразившаяся и на составе, положена в основу расчленения вулканогенных толщ.

Как правило, в начале этих циклов получают развитие ширококластические горизонты щелочного и щелочно-кислого состава, которые к середине и концу цикла сменяются вулканокластами среднего и основного состава, что свидетельствует о резкой смене во времени и пространстве разных по составу и условиям формирования продуктов вулканизма, т. е. об антидромном характере извержений.

Непрерывный разрез палеоген-неогеновых вулканогенных отложений наиболее полно освещен профилем скважин 1—8,66 и далее описан в южном эскарне г. Тохлу. В основании разреза залегают горизонты осадочных пород верхнего олигоцена: туфоконгломераты, алевролиты, туффиты с редкими прослоями известняков, общей мощностью до 50 м.

Образования *первого этапа извержения* (соответствующие эллинской свите), в нижних частях разреза представлены горизонтом (50 м) туфобрекчий санидиновых трахитов, развитым в южных краевых частях депрессии. Выше залегает толща переслаивающихся рыхлых пестро-

цветных туфопесчаников и туфобрекчий среднего состава, инъецируемая в верхних частях маломощными (0,3—1 м) силлами андезитов. Верхняя толща мощностью 130 м представлена туфоконглобрекчиями с линзовидно-прерывистыми скоплениями (размером 10×2 м) светлых туфов, заметно обогащенных обугленной растительной органикой. Как представляется авторам, это фации русловых и временных потоков. Последние имеют локальное распространение. По всему разрезу рассредоточены прерывистые силловые залежи андезито-базальтов мощностью до 15 м. Общая мощность свиты здесь достигает 300 м.

Образования второго вулканического этапа (вохчабердская свита) залегают на нижележащих вулканитах с четким размывом. В нижних частях разреза залегает горизонт переслаивающихся пирокластов трахилипаритового состава, получивший в литературе название «белесоватый горизонт». Развитие на локальных участках в составе мелкообломочно-вулканогенной толщи глыбовых туфобрекчий свидетельствует о погребенных сателлитовых каналах трещинного типа.

Выше на «белесоватом горизонте» с незначительным перерывом залегает однообразная туфобрекчия андезитов, прослаиваемая лавами того же состава и редкими прослоями (1—2 м) темно-бурых слонстых туфов. Суммарная мощность рассматриваемой свиты 370 м.

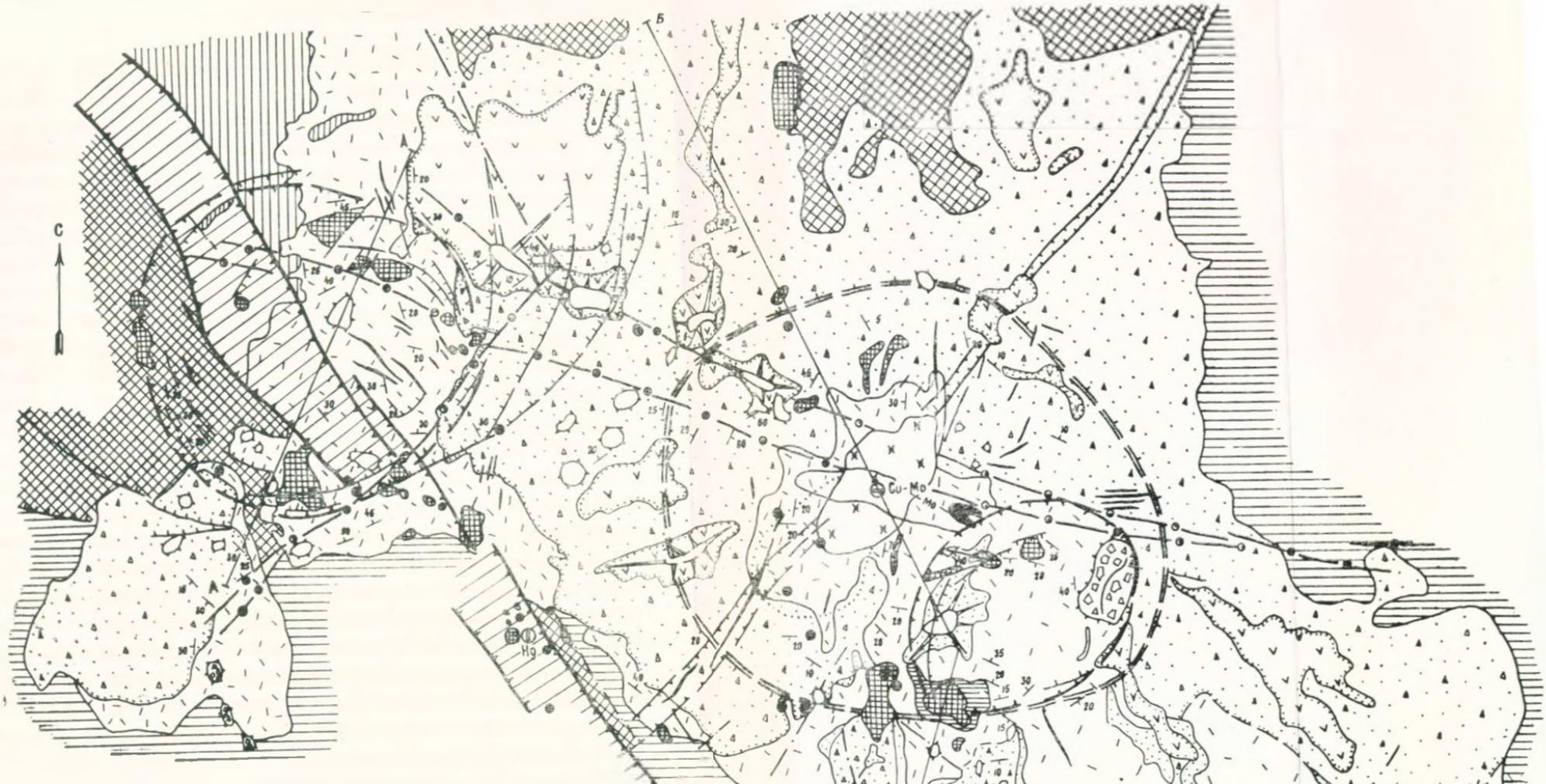
Третий, заключительный, этап вулканизма представлен лавами типа цахкуняцкой свиты. Последние слагают водораздельные части рельефа в виде радиально расходящихся удлиненных потоков от Сачанлинской вулкано-купольной структуры, выделяемой по данным структурной геофизики. Лавы представлены андезитами, дацитами и их переходными разновидностями. Мощность их не превышает 100 м.

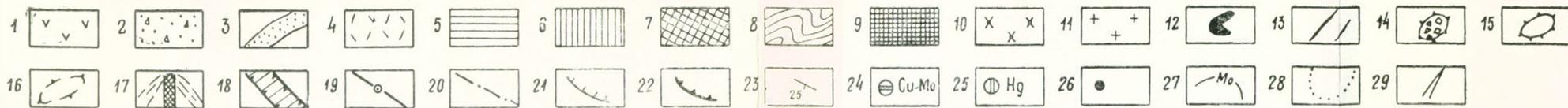
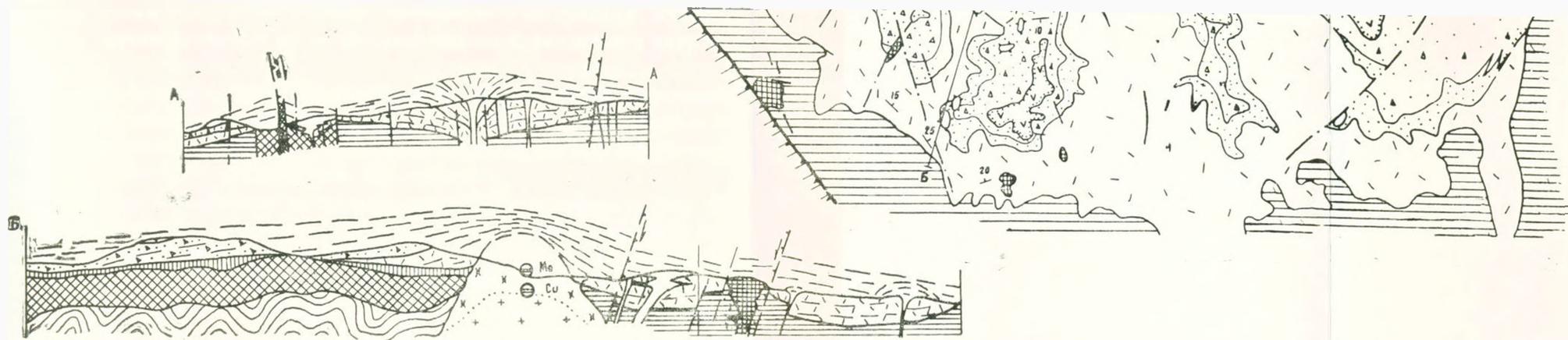
Изучение отмеченных вулканогенных комплексов на различных участках дало возможность выявить различия в строении вулканитов. Выяснилось, что эти различия объясняются деятельностью различных вулканических центров, имеющих общий магматический очаг.

На данной стадии изученности можно выделить три крупных вулканических центра, играющих основную роль в накоплении вулканитов депрессии.

Наиболее масштабный из них расположен в центральной части Сачанлинской вулканической структуры, выделенной геофизическими данными в восточной части депрессии. В результате подъема магматических масс образовалась своеобразная вулкано-купольная структура округлой формы в плане, диаметром около 7 км. Центральная часть Сачанлинской структуры представлена субинтрузивным телом дацитов, которые на глубине сменяются субвулканическими гранодиорит-порфирами. Практически незродированное субвулканическое тело имеет в плане изометричную форму. Площадь эродированной части интрузива в плане составляет 2 кв. км.

На периферии Сачанлинской вулкано-купольной структуры отмечаются экстррузивные купола дацитов и липарито-дацитов (г. Дидванк, Тондаг и др.).





Фиг. 1 Вулкано-тектоническая схема Зовашен-Варданесской депрессии
(Составили А. А. Лисица, В. Ф. Качурин, 1974 г.).

1. Плиоцен (N_2^2), цахкуняцкая свита. III этап вулканической деятельности. 2. Миоцен (N_1^{wh}), вохчабердская свита. II этап вулканической деятельности. 3. Низы вохчабердской свиты. Пирокластические образования щелочно-кислого состава. 4. Миоцен (N_1^e), эллинская свита. I этап вулканической деятельности. 5. Средний палеоген. Песчано-глинистые отложения. 6. Верхний мел. Терригенно-карбонатные отложения. 7. Средний-верхний палеозой. Дислоцированные терригенно-карбонатные отложения. 8. Горы эпоалеозойского фундамента. 9. Экструзии средне-щелочного состава. 10. Кварцевые днорит-порфиры. 11. Гранодиорит-порфиры. 12. Интрузия монцодиоритов. 13. Дайки

андезитовых порфиров. 14. Некки эродированных вулканических аппаратов, выполненные пирокластическими образованиями. 15. Некки, выполненные эффузивными образованиями. 16. Предполагаемые центры экструзивных куполов. 17. То же, предполагаемое при реконструкции вулканических аппаратов. 18. Региональные разломы глубинного заложения. 19. Глубинные разломы, слабо проявленные с поверхности. 20. Внутриблоковые разломы с амплитудным перемещением пород. 21. Кольцевые разломы. 22. Кальдеры проседания. 23. Элементы залегания пород. 24. Эллипсическое рудопроявление молибдена. 25. Советашенское рудопроявление ртути. 26. Участки с аномальными содержаниями ртути. 27. Первичные ореолы рассеяния Мо (контур проведен по 3—4 фом). 28. Предполагаемые незэродированные контуры субинтрузивов. 29. Направление лавовых потоков.

Второй крупный полигенный вулканический центр установлен в западной краевой части депрессии (район сс. Карахач, Армик, Гортун), Приурочен он к центральной части Гортунского кольцевого сооружения диаметром около 5 км, обнаруживающего кальдерное строение. Предполагаемое жерло (район высоты 2650,0 м) окружено сложными прижерловыми фациями в составе пирокластических и лавовых (многоярусных) образований.

Признаки третьего вулканического центра намечаются в пределах южной части кольцевого сооружения с кальдерным проседанием, выраженным серией полукольцевых разломов, имеющих в плане эллипсоидную форму.

Анализ распространения отложений «белесоватого» горизонта показывает, что вулканические извержения имели направленный от центра взрывной характер (фиг. 1).

Наряду с рассмотренными крупными эрутивными центрами в пределах депрессии установлено множество вулканических аппаратов, часто образующих группы сближенных вулканических центров (Зовашенская гнездовая группа вулканов).

Широкое развитие в вулcano-тектонической депрессии имеют породы дайкового комплекса, проявленного в виде отдельных или серий сближенных кулисообразных цепочек с радиальным их расположением по отношению к центрам структур. Они являются разновозрастными и представлены трахипаритами, андезитами, дацитами.

Узловое положение Зовашен-Варданесской впадины на стыке долгоживущих региональных глубинных разломов с поперечными поднятиями и разломами обусловило широкое проявление в ее пределах кулисообразных систем разрывов, часто рассредоточенных, различного направления.

Авторам представляется, что такой характер разрывных нарушений определяется влиянием скрытых глубинных разломов, слабо проявленных в вулcanoгенном чехле. По наиболее крупным из них амплитуды сбросовых перемещений достигают 0,5—1,0 км.

По времени заложения разрывные нарушения подразделяются на унаследованные и проявленные в результате кальдерообразований и последовательного прогибания депрессии.

По условиям проявления выделяются основные крутопадающие нарушения (линейные и кольцевые) и послонные зоны срыва, возникшие вдоль поверхностей несогласий и на границах вулcanoгенных пород с резко различными физико-механическими свойствами. Максимальное развитие они получили в низах вулcanoгенного разреза, где выражены гидротермальной аргиллизацией и пиритизацией пород.

Линейные разрывные нарушения выражены хорошо проявленными тектоническими швами, зонами брекчирования или серией сближенных кулисообразно расположенных поверхностей скольжения с амплитудой сбросовых перемещений в 100—150 м. Слабо проявленные разрывы характеризуются по сумме признаков: линейным цепочкообразным рас-

положением интрузивных тел, изменением условий залегания вулканитов, геоморфологическими данными и, в особенности, при дешифровании аэрофотоснимков.

Кольцевые и полукольцевые разрывы, преобладают в пределах вулканических аппаратов на участках с кальдерным строением, что подтверждено рядом пробуренных скважин и детальным картированием поверхности (район с. Гортун). Выражены они прослеживающимися на значительное расстояние отдельными кулисобразно расположенными тектоническими швами с крутыми углами падения ($80-85^\circ$) к центру структуры.

Рудоносность Зовашен-Варданесской депрессии

В настоящее время здесь известно лишь два рудопроявления—Эллишское медно-молибденовое и Советашенское ртутное.

Как сейчас установлено, Эллишское медно-молибденовое проявление прожилково-вкрапленного гинна локализовано в пределах Сачанлинского вулcano-купольного сооружения, расположенного в крайней северной части депрессии на границе ее с Аргичайским выступом палеозойского фундамента.

В геолого-структурном отношении оруденение приурочено к сложному узлу сопряжений зон разрывных нарушений общекавказского направления (межблоковые глубинные разломы) с разломами северо-восточного и близмеридионального простирания (внутриблоковые поперечные разрывы, отражающие признаки глубинных разломов фундамента).

Этот сложный тектоно-магматический узел характеризуется наличием в его пределах широкого комплекса разновозрастных магматических образований среднего, кислого и субщелочного составов в эффузивной, экструзивной и субвулканической фациях.

Данными бурения установлено, что Сачанлинская вулcano-купольная структура ниже современного уровня эрозионного среза прорвана субвулканическим интрузивом гранодиорит-порфиров и дайками микродиоритов, диорит-порфиритов и дацит-порфиров.

Рудовмещающими породами Эллишского рудопроявления являются полифациальные вторичные кварциты, образующие крупный массив в надинтрузивной зоне гранодиорит-порфиритов.

Массив вторичных кварцитов в плане имеет грушевидную форму, вытянутую в ю.-з. направлении. Изометричная часть массива площадью $6-7$ км расположена в центральной части Сачанлинской вулканической структуры, сложенной дацитами, которые являются исходными при образовании вторичных кварцитов.

Изучение массива вторичных кварцитов и медно-молибденовой минерализации в вертикальном интервале 700 м позволило установить отчетливую вертикальную зональность в размещении фаций вторичных кварцитов и некоторые особенности распределения прожилково-вкрапленного оруденения в связи с их различными фациями.

Вертикальный разрез массива г. Фарухтуманял в интервале абсолютных отметок 2375—1685 м имеет следующий вид:

1. Монокварциты (инт. 2375—2350 м, М ~ 25 м).
2. Алунитовые кварциты, диаспорсодержащие (инт. 2350—2290 м, М 60 м).
3. Каолинитовые кварциты с гидраргиллитом (инт. 2290—2160 м, М 130 м).
4. Каолинит-гидрослюдяные кварциты (инт. 2160—1960 м, М 200 м).
5. Карбонат-гидрослюдяные кварциты (инт. 1960—1750 м, М 210 м).
6. Гранодиорит-порфиры, пропилитизированные в хлорит-карбонат-гидрослюдяной фации (инт. 1750—1685 м и ниже).

Сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа представлена пиритом, халькопиритом, молибденитом, галенитом, сфалеритом. Окислы железа, в основном, магнетит и гидроокислы, встречаются в монокварцитах и алунитовых кварцитах. Гематит в виде мелких прожилков установлен в керне скважин в инт. 1820—1830 м.

Сульфидная минерализация в массиве вторичных кварцитов наблюдается в каолинитовых, каолинит-гидрослюдяных и карбонат-гидрослюдяных фациях, залегающих гипсометрически ниже алунитовых кварцитов.

Указанные фации вторичных кварцитов общей мощностью 450—500 м умеренно насыщены сетью полого- и крутопадающих взаимнопересекающихся кварц-пиритовых с халькопиритом, кварц-карбонат-сульфидных (CuFeS_2 , PbS , ZnS , FeS_2 , MoS_2), ангидрит-пиритовых, молибденитовых и гипсовых прожилков мощностью от долей мм до 1,5—3,5 см. Весь этот интервал неравномерно вкрапленно пиритизирован, а на отдельных участках наблюдаются гнездообразная вкрапленность и примазки халькопирита, галенита, молибденита, магнетита.

Макроскопически видимая минерализация молибденита установлена в глубоких эрозионных врезках массива и в интервале 0—100 м наиболее глубокой скважины. Представлена она «нитевидными» прожилочками практически мономинерального молибденита в пиритизированных фациях кварцитов.

Геохимическим опробованием фаций вторичных кварцитов в интервале 750 м установлен интенсивный эндогенный ореол рассеяния меди и молибдена, который в отношении не вскрытого эрозией гранодиорит-порфирового интрузива подразделяется на две крупные зоны.

Верхняя, надрудная зона, охватывающая монокварцевую, алунитовую, каолинитовую и часть каолинит-гидрослюдяной фаций, общей мощностью 300 м, характеризуется повышенными содержаниями меди в пределах 0,002—0,05% (в среднем 0,009%) и молибдена от 0,0002 до 0,04% (в среднем—0,0031%), превышающими кларковые значения от 2 до 25 раз для меди и от 4 до 32 раз для молибдена.

Нижняя рудоносная зона каолинит-гидрослюдяных и карбонат-гидрослюдяных кварцитов мощностью 350 м характеризуется содержаниями меди от 0,0016 до 0,8% (среднее 0,16%) и молибдена от 0,0002 до 0,25%

(среднее 0,014%). В пределах рудоносной зоны опробованием выделяются участки, содержащие практически промышленные содержания меди (0,3—0,8%).

Средние значения содержаний меди и молибдена в нижней зоне превышают таковые верхней зоны соответственно в 18 и 4,5 раз при наличии интервала мощностью 250—275 м со средними содержаниями 0,2% меди и 0,016% молибдена.

По данным опробования двух скважин корреляционной зависимости между содержаниями меди и молибдена не установлено.

Геохимическим опробованием выделена полоса шириной 0,5 км при протяженности 2,5 км первичного ореола рассеяния молибдена (изолиния содержаний проведена по 3—4 фоновым значениям) при максимальном содержании 0,06%.

Массив вторичных кварцитов характеризуется также признаками золотоносности от 0,1 до целых граммов на тонну.

Советашенское проявление ртути расположено в ю.-з. части Зовашен-Варданесской вулканической депрессии в зоне Кетуз-Эллинского глубинного разлома, ограничивающего депрессию с юга.

В геологическом строении участка принимает участие сложный гетерогенный комплекс осадочных и вулканогенных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя (известняки, песчаники, углистые и глинистые сланцы, туфоконгломераты, андезиты, трахнандезиты и др.), прорванный экструзивами и дайками санидиновых трахилиаритов и многоярусными силами щелочных базальтоидов.

Минерализация киновари констатирована в трубообразных, линзообразных и линейных зонах гидротермальной аргиллизации и в раздробленном песчано-глинистом материале, образованном, главным образом, за счет санидиновых трахилиаритов. Зоны гидротермальной аргиллизации нередко экранируются межпластовыми залежами щелочных базальтоидов.

Геохимическим опробованием в пределах депрессии выявлено около 20 точек с признаками ртутной минерализации. Анализ их пространственного размещения свидетельствует об их приуроченности к экструзивным трахитам, локализованным как в зонах линейных разрывов, так и в кольцевых и полукольцевых разломах кальдер обрушения в западной части депрессии. Часть точек ртутной минерализации выявлена на обрамлении Сачалинской вулcano-купольной структуры.

Выводы

1. Зовашен-Варданесская вулcano-тектоническая депрессионная структура унаследованно формировалась на мел-палеогеновом терригенно-осадочном комплексе Айоцзорского прогиба в результате блокового грабенообразного опускания в олигоцен-миоценовое время в узле сопряжения Ани-Ордубадского глубинного разлома с субмери-

диональными поперечными разрывами фундамента на стыке с Аргичайским поднятием палеозойского субстрата.

2. В тесной связи с тектонической активизацией данного участка земной коры произошло формирование мощного многофазного комплекса вулканогенных пород базальт-трахитовой формации, представленного в эффузивно-широкластической, экструзивной, дайковой и субвулканической фациях, переходящих в гипабиссальные фации.

Характерным структурно-морфологическим типом проявления магматизма олигоцен-миоценового этапа развития депрессии являются сложно-построенные вулcano-купольные сооружения с кальдерами проседания, формирующиеся в краевых частях депрессии на стыке с жесткими блоками палеозойской консолидации.

3. Геохимической и металлогенической спецификой производных базальт-трахитовой формации является отчетливо повышенное содержание в них ряда металлических элементов (Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag, As, Hg, Sb), достигающих значений 3—10 кларков по сравнению с соответствующими типами пород.

4. Послемагматические гидротермально-метасоматические образования представлены зонами гидротермальной аргиллизации и полифациальными массивами вторичных кварцитов сольфатарного типа, сопровождающимися аномальными зональными эндогенными ореолами рассеяния от центров кольцевых структур к периферии в последовательности Cu, Mo → Pb, Zn (Sb) → As, Sb → Hg.

5. Эндогенная минерализация вулcano-тектонической депрессии представлена медно-молибденовым, ртутным и редкометальным типами, обнаруживающими тесную пространственно-временную связь с многофазными эффузивно-экструзивными (и субвулканическими) образованиями вулcano-купольных структур, центральные части которых интродуцированы субвулканическими телами гранитоидов.

6. В связи с выявленными перспективами рудоносности Зовашен-Варданесской депрессии необходимо проведение поисково-разведочных буровых работ с целью выявления промышленных концентраций скрытого оруденения в гидротермально измененных породах интродуцированных зон и масштабных жерловых фациях.

Вышеизложенное позволяет выдвинуть в качестве объектов поисково-съемочных и геохимических работ аналогичные вулcano-депресссионные структуры Айоцзорского и Сисианского рудных районов (Ведни-ская, Амулсарская, Биченагская).

Վ. Յ. ԿԱԶՈՒՐԻՆ, Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Հ. Հ. ՍԱՐԻՍՅԱՆ, Ա. Ա. ԼԻՍԻՅԱ

ԶՈՒՎԱՇԵՆ-ՎԱՐԲԱՆԵՍԻ (ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՎԱՅՔ) ՀՐԱԲԵՍԱ-ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԳԵՊՐԵՍԻՍԱՅԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆՆԱԿԱՆ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԻ ԵՎ ՀԱՆՔԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԱՌՈՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Արևմտյան Վայքում առանձնացվում է Զուվաշեն-Վարդանեսի հրաբխատեկտոնական ղեկրեսիան, և տրվում է բարդ հրաբխածին կառույցի սկզբունքային նոր մոդել:

Նշված կառույցը ձևավորվել է կազիմ-պալեոգենի հասակի նստվածքային ապարների զրարենանման իջեցման շնորհիվ, Արդիչիի և Զերմանիսի ընդլայնակի խորքային խզումների միջև: Դեպրեսիայի հետպալեոգենյան ակտիվացման հետ սերտորեն կապված է հզոր բազալտ-տրախիտային հրաբխածին ֆորմացիայի կազմավորումը՝ բարդեցված էֆուզիվ, էքստրուզիվ, սուբհրաբխային և հիպարիսալ բազմաֆազ գոյացումներով:

Այդ մազմատիղմի արտահայտման բնորոշ կառույցները հրաբխա-գմբեթային տիպի են, ունեն վերջիններիս հատուկ իջեցման կալեբրաններ, գտնվում են ղեկրեսիայի ծալրամասերում և հարում են պալեոզոյան զանգվածներին:

Դեպրեսիայի էնդոգեն հանքայնացումը ներկայացված է պղինձ-մոլիբդենային, սնդիկի և հազվադեպ մետաղային տիպերով և կապված է հիշյալ զրմբեթային կառույցների հետ, որոնց խորքային մասերում ներդրված են սուբհրաբխային զրանիտոիդային մարմիններ:

Հանքայնացման արդյունաբերական կոտակումների որոնումները նպատակահարմար է կատարել հորատանցքերով, անպայման ալունիտ պարունակող երկրորդային քվարցիտների և հիդրոթերմալ արգիլիդացիայի զարգացման գաշտերում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аслиян А. Т. Региональная геология Армении. «Айнетрат», 1958
2. Везуни А. Т. О вулканогенном олигоцене Южной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 30, № 3, 1960.
3. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во АН Арм ССР, 1964.
4. Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований Западного Даралгеза. ДАН! Арм. ССР, т. 22, № 2, 1956.
5. Исаакян С. А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралгеза (Армения). ДАН Арм. ССР, т. 24, № 3, 1957.
6. Казарян Г. А., Кюмүджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
7. Остроумови А. С. Базальто-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн. «Щелочные вулканические формации складчатых областей». «Недра», 1967.
8. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

УДК 552.52

Н. Х. ПЕТРОСОВ, Г. Б. ИИСАНИН

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ
УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Вещественный состав

Отложения терригенно-карбонатной формации распространены на юге республики, в пределах Приараксинской зоны. Глинистые породы встречаются только в джерманисском разрезе, в других районах, в Нахичеванской АССР отложения верхнего триаса представлены доломитами и известняками. Мощность формации колеблется в пределах 500—700 м.

Глины и аргиллиты составляют около 50% мощности отложений, они переслаиваются с песчаниками, алевролитами, пластами каменного угля. Мощность последних 15—150 см, глины и аргиллитов — 2—5, иногда 20 и более метров.

Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены кварцевыми и кремнекlasto-кварцевыми разновидностями, угли относятся к группе длиннопламенных и бурых.

Глинистые породы тонко- и толстослоистые; слоистость обычно нормальная, реже линзовидная. Они плотные, различных оттенков серого цвета, чаще темно-серые. Содержат растительные остатки, а также сидеритовые конкреции, которые располагаются (иногда непрерывно) вдоль напластования пород. Конкреции очень плотные, с раковинистым изломом, цвет темно-серый. Обычно поверхность их покрыта рыхлой желтовато-бурой коркой гидроокислов железа. Ядро сложено сидеритом и глинистым веществом, структура мелкозернисто-стуксовая. На поверхности пластов глинистых пород отмечены биоглифы, многочисленные ходы червей. В глинах и аргиллитах содержится богатый комплекс морской фауны—гастропод, нелеципод и других форм.

Глинистые породы относятся в основном к алевроитовой разновидности; среднее содержание фракции $< 0,001$ мм составляет 50%, 0,001—0,01 мм — 18%, 0,01—0,1 мм — 22%, $> 0,1$ —10%. Вверх по разрезу содержание грубых фракций возрастает. Карбонатность колеблется в широких пределах (2—23%), в среднем составляет 14—15%.

Структура глинистых пород алевропелитовая, мегапелитовая, реже исаммопелитовая и лептопелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Крупные частицы представлены кварцем, обломками метаморфических, осадочных и кислых магматических пород, слюдами, полевыми шпатами. Форма зерен округлая, угловато-округлая. По обломкам пород и полевым шпатам развиваются глинистые и кремнистые минералы, кальцит, гидроокислы железа.

В глинистой основе рассеяны многочисленные мелкие зерна кварца и кальцита, углефицированные растительные остатки, скопления гидроксидов железа; иногда эти компоненты распределены в породе неравномерно, чем и обусловлено наличие пятнистых текстур. Отдельные участки глинистой основы (обычно это трещинки, поры, скопления органического вещества) раскristализованы в мелкочешуйчатые, оптически ориентированные агрегаты с низким двупреломлением, представленные, по-видимому, каолинитом. По глинистой основе развиваются также игольчатые новообразования кварца, реже сравнительно крупные призматические кристаллиты гидрослюда. Последние отличаются более высоким двупреломлением и характерным шелковистым блеском. Участками глинистая масса замещена крупнокристаллическим кальцитом.

Постоянными компонентами легкой фракции являются измененные минералы и обломки пород (8—96%, в среднем 75%), кварц (1—35%, в среднем 18%), полевые шпаты (~1%), мусковит (~2%), неизмененные обломки пород. В тяжелой фракции установлены магнетит (в среднем 4%), циркон (~1%), турмалин (~1,5%), рутил (~0,1%) гранаты (~0,5%), зеленая слюда (~2%), авгит (0,2%). Из аутигенных минералов постоянно присутствуют пирит+марказит (1—35%, в среднем 10%), гидроксиды железа (2—100%, в среднем 70%), барит+целестин, флюорит. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 0,08%.

В глинах терригенно-карбонатной формации установлены гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит, смешаннослойный Г-М. Основным минералом является гидрослюда (50—80%); каолинит составляет около 20% глинистой фракции, редко достигает 40%, остальные минералы в сумме не превышают 20%.

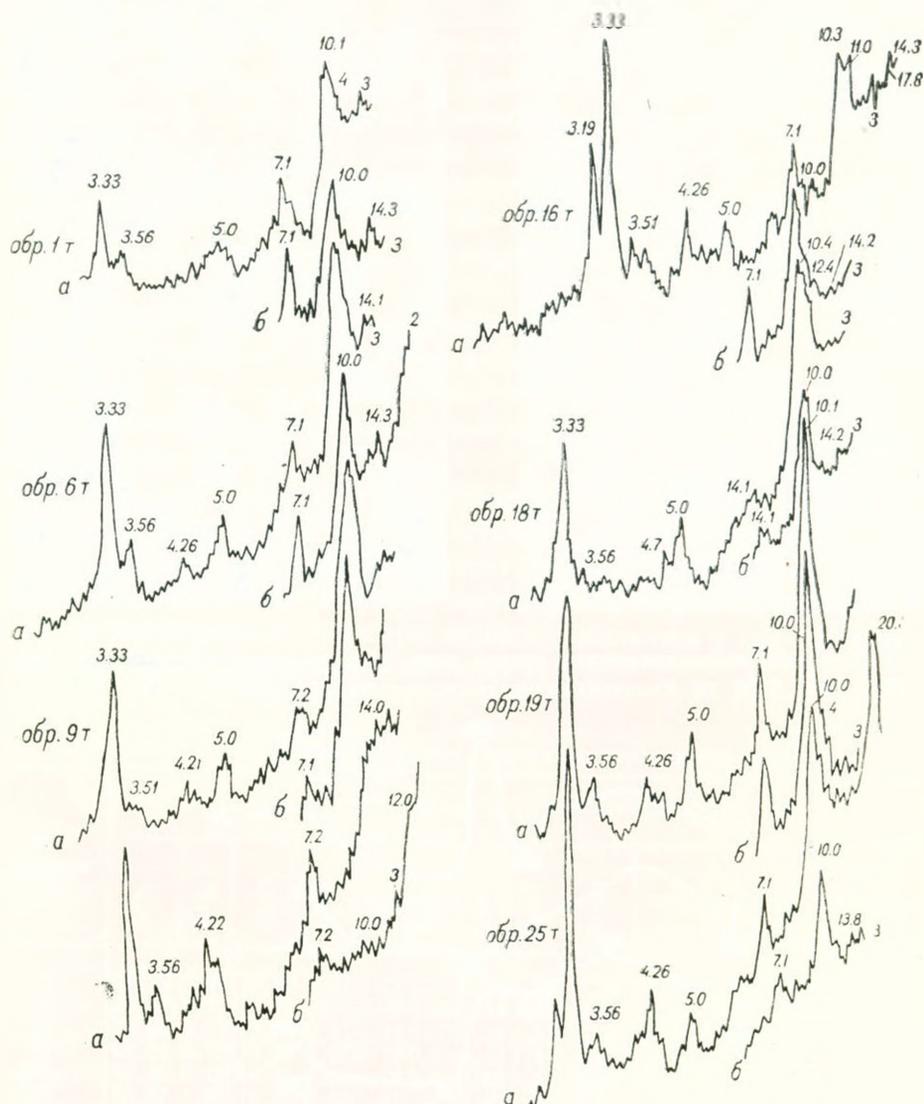
Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации; несколько больше каолинита в отложениях карнийского яруса.

Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, встречается в двух модификациях—1М и 2М₁, причем 1М почти всегда больше 2М₁. Фиксируется на дифрактограммах (фиг. 1) по серии базальных рефлексов с $d=10\text{Å}$; 5Å и т. д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином.

По данным электронографии, гидрослюды имеют следующие параметры элементарной ячейки: 1М— $a=5,20\text{Å}$, $b=9,00\text{Å}$, $c=9,98\text{Å}$, $\beta=100^\circ$. 2М₁— $a=5,20\text{Å}$, $b=9,00\text{Å}$, $c=19,70\text{Å}$ и $\beta=95^\circ$. Иногда они обнаруживают несовершенство структуры по оси *C*.

На снимках суспензий (фиг. 2а) частицы гидрослюды имеют неправильную, изометричную, очень редко изометрично-пластинчатую форму и в основном резкие контуры ограничения.

Термограммы (фиг. 3) характеризуются двумя или тремя эндоэффектами (выделение различных типов воды) и одним экзоэффектом (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 100—120°, 580—600°, 900—940°C. Последний пик выражен достаточно резко для гидрослюды и смещен в область высоких темпера-

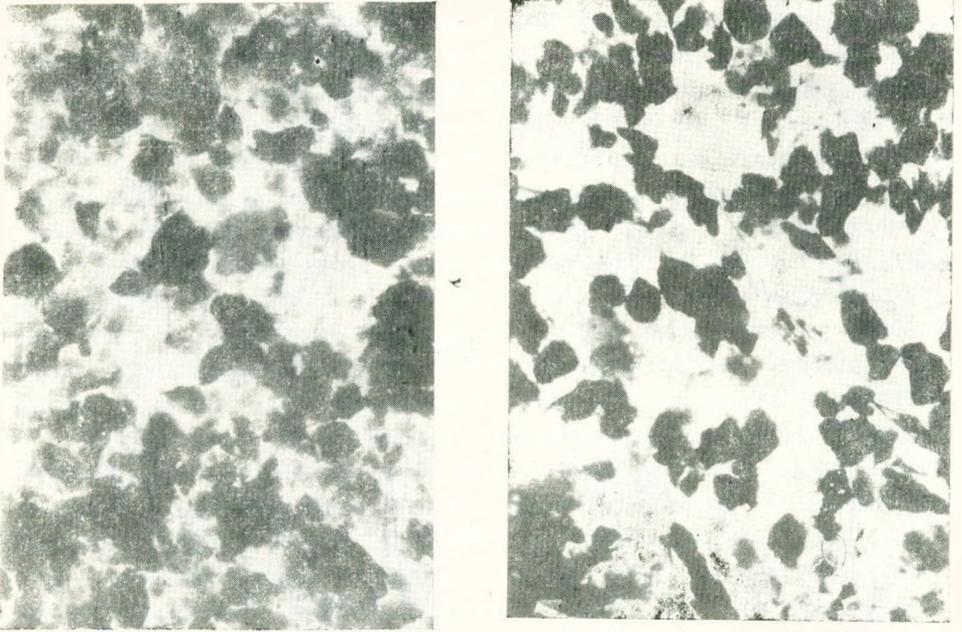


Фиг. 1. Дифрактограммы глины терригенно-карбонатной формации.

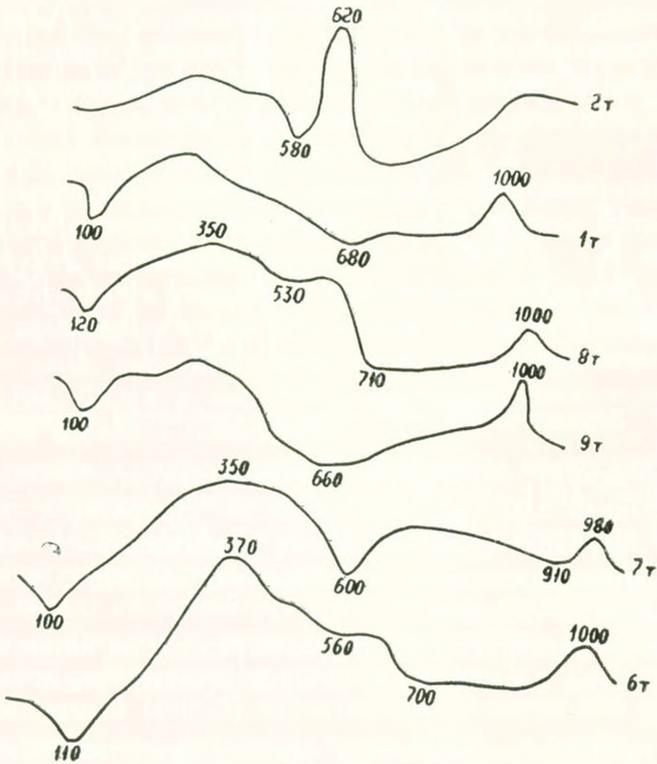
гур, что, по-видимому, объясняется наличием примеси каолинита. Термограммы фракции 0,001 мм, выделенной из сидеритовой конкреции (обр. 2т, фиг. 3), характеризуются одним эндоэффектом с максимумом при 580°C и одним интенсивным экзоэффектом при 620°C, т. е. состоит преимущественно из сидерита.

Каолинит фиксируется на дифрактограммах по интенсивным базальным рефлексам с $d=7\text{Å}$; $3,5\text{Å}$, которые исчезают после прокаливания образцов.

На электронномикроскопических снимках существенно каолинитовых глины (фиг. 2б) частицы имеют неправильную и изометричную форму, различную плотность и резкость очертаний.



Фиг. 2 Электронномикроскопические снимки глин: а) Гидролюдистого состава, обр. 12Т. Увел. 7200, б) Клоллинит-гидролюдистого состава, обр. 9Т. Увел. 6600.



Фиг. 3. Термограммы глинистой фракции глин терригенно-карбонатной формации.

По данным электронографии, каолинит — моноклинный, структура неупорядочная по оси c ; параметры ячейки: $a=5,13\text{Å}$, $b=8,92\text{Å}$.

Хлорит диагностируется по базальным рефлексам с $d=14\text{Å}$ и 7Å на дифрактограммах природных и обработанных образцов. Судя по интенсивностям отражений четных и нечетных порядков на дифрактограммах прокаленных образцов, хлорит относится к железистой разновидности.

Монтмориллонит на дифрактограммах природных образцов фиксируется по рефлексу с $d(001)=12-14\text{Å}$, который после насыщения их глицерином увеличивается до 17Å , после прокаливания сокращается до 10Å .

На некоторых дифрактограммах природных образцов фиксируются рефлексы с $d(001)=11,6-14,3\text{Å}$; с глицерином они возрастают до $12,4-16,3\text{Å}$, после прокаливания сокращаются до 10Å , что свидетельствует о наличии смешаннослойной фазы с различным соотношением слюдистых и разбухающих слоев.

В терригенно-карбонатной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая и 2) каолинит-гидрослюдистая; в обеих ассоциациях участвуют хлорит, монтмориллонит и смешаннослойный Г-М. Наиболее широко распространена первая ассоциация.

Химический состав глинистых пород и содержание в них некоторых малых элементов приводятся в таблицах 1, 2, 3.

Таблица 1

Химический состав глинистых пород терригенно-карбонатной формации

| № образцов | О к с л ы | | | | | | | | | | | Сумма | |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------|------|-------------------|-------|------------------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | CaO | MgO | Влага | пшп | Na ₂ O | | K ₂ O |
| 1Т | 58,23 | 1,14 | 18,86 | 5,37 | 2,73 | — | 0,56 | 1,92 | 1,39 | 6,50 | 1,00 | 3,00 | 100,70 |
| 3Т | 61,67 | 0,72 | 15,72 | 3,73 | 3,60 | 0,02 | 0,49 | 1,46 | 3,04 | 4,69 | 1,45 | 3,35 | 99,94 |
| 6Т | 59,50 | 0,72 | 16,89 | 9,11 | 1,44 | 0,07 | 0,56 | 1,53 | 1,40 | 5,92 | 1,30 | 2,45 | 100,89 |
| 9Т | 60,35 | 0,72 | 18,06 | 6,97 | 0,72 | 0,23 | 0,49 | 1,47 | 1,75 | 5,74 | 1,00 | 3,15 | 100,05 |
| 10Т | 66,28 | 0,72 | 16,41 | 1,67 | 3,60 | 0,02 | 0,42 | 1,63 | 2,57 | 3,19 | 1,50 | 2,50 | 100,51 |
| 12Т | 66,57 | 1,02 | 15,20 | 2,55 | 1,87 | — | 0,49 | 1,32 | 2,80 | 4,42 | 1,31 | 3,10 | 100,64 |
| 13Т | 53,23 | 1,02 | 18,95 | 7,92 | 1,00 | — | 1,26 | 1,79 | 5,29 | 6,79 | 1,00 | 3,40 | 100,83 |
| 14Т | 63,57 | 0,72 | 18,64 | 2,75 | 2,44 | 0,02 | 0,49 | 1,81 | 1,24 | 4,60 | 0,85 | 3,70 | 100,82 |
| 17Т | 62,63 | 0,72 | 16,25 | 1,83 | 0,96 | 0,05 | 0,42 | 1,05 | 2,77 | 3,94 | 1,50 | 2,65 | 100,57 |
| 23Т | 61,34 | 1,02 | 18,17 | 5,02 | 1,72 | 0,02 | 0,35 | 1,75 | 1,50 | 5,49 | 1,45 | 2,85 | 100,68 |
| 24Т | 67,35 | 0,72 | 17,13 | 3,10 | 0,43 | — | 0,61 | 1,14 | 2,61 | 3,35 | 1,75 | 3,60 | 100,88 |

Высокое содержание SiO₂ (в среднем 61,87%) объясняется присутствием большого количества свободного кремнезема. В аргиллитах среднее содержание SiO₂ составляет 62,91%, в глинах—60,83%. Содержание H₂O (2,67%), Na₂O (1,42%) и K₂O (3,45%) в глинах больше, чем в аргиллитах (соответственно 1,83%; 1,14%; 2,98%).

Отношение $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ 13,3 что значительно меньше, чем в низележащих глинах карбонатно-терригенной формации (~32). В последних, Известия, XXVIII, № 4—2

Таблица 2

Среднее содержание некоторых окислов в глинистых породах терригенно-карбонатной формации*

| Окислы | Типы глинистых пород | | |
|--------------------------------|----------------------|-------------------|-----------------------|
| | глина | аргиллит | среднее по всем типам |
| SiO ₂ | $\frac{60,83}{5}$ | $\frac{62,91}{6}$ | $\frac{61,87}{11}$ |
| Al ₂ O ₃ | $\frac{17,20}{5}$ | $\frac{17,24}{6}$ | $\frac{17,22}{11}$ |
| Fe ₂ O ₃ | $\frac{5,11}{5}$ | $\frac{4,02}{6}$ | $\frac{4,56}{11}$ |
| FeO | $\frac{2,14}{5}$ | $\frac{1,62}{6}$ | $\frac{1,86}{11}$ |
| H ₂ O | $\frac{2,67}{5}$ | $\frac{1,83}{6}$ | $\frac{2,25}{11}$ |
| п.п.п. | $\frac{4,24}{5}$ | $\frac{5,62}{6}$ | $\frac{4,93}{11}$ |
| Na ₂ O | $\frac{1,42}{5}$ | $\frac{1,14}{6}$ | $\frac{1,28}{11}$ |
| K ₂ O | $\frac{3,45}{5}$ | $\frac{2,98}{6}$ | $\frac{3,11}{11}$ |

* В знаменателе — количество анализов.

Таблица 3

Распределение некоторых элементов в глинистых породах терригенно-карбонатной формации

| Элементы | Количество анализов | Пределы колебаний | Среднеарифметическое (M) в ‰ | Модальное (M ₀) в ‰ | Кларки в осадочных глинах |
|----------|---------------------|-------------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| Cr | 50 | 0,01—0,03 | 0,027 | 0,027 | 1·10 ⁻² |
| Ti | 50 | 0,35—1 | 0,880 | 0,892 | 4,5·10 ⁻¹ |
| Ni | 50 | 0,01—0,003 | 0,0086 | 0,0089 | 9,5·10 ⁻³ |
| Mn | 50 | 0,03—1 | 0,90 | 0,883 | 6,7·10 ⁻² |
| Cu | 50 | 0,01—0,03 | 0,018 | 0,017 | 5,7·10 ⁻³ |
| Sr | 50 | 0,01—0,1 | 0,086 | 0,086 | 4,5·10 ⁻² |
| Ba | 50 | 0,03—0,1 | 0,091 | 0,089 | 8·10 ⁻² |
| B | 50 | 0,01—0,03 | 0,022 | 0,026 | 1·10 ⁻² |

кроме того, меньше K₂O, H₂O, SiO₂, FeO, больше Al₂O₃ и Fe₂O₃. Из малых элементов в них Ti вдвое больше; содержание других элементов в обеих формациях не превышает кларковый уровень в осадочных глинах. Указанные признаки свидетельствуют о сравнительно меньшей метамор-

физации и зрелости глинистых пород терригенно-карбонатной формации и преимущественно гидрослюдистом их составе.

Условия образования глин и генезис глинистых минералов

Образованием терригенно-карбонатной угленосной формации в позднем триасе завершается герцинский цикл осадконакопления на территории Армянской ССР. Прогибание и трансгрессия, имевшие место в пермское и раннемезозойское время и обусловившие формирование мощной (до 1500 м) карбонатной формации (P—T₂), сменяются в конце триаса инверсией и затем освобождением области от морского покрова. Уже в рэтский век Приараксинская зона припаивается к Закавказскому поднятию, вследствие чего образуется обширная суша, простиравшаяся вплоть до центральной части геосинклинали Большого Кавказа.

Согласно Н. М. Страхову, территория Армении в триасе располагалась в пределах северного аридного пояса. Однако ряд признаков свидетельствует о том, что аридный в целом поздне триасовый климат Армении характеризовался горизонтальной зональностью. В частности, в Джерманисском бассейне и прилегающих к нему участках суши условия были гумидными (углеобразование, наличие в отложениях остатков богатой тропической флоры), а в Нахичеванской зоне—аридными (интенсивное доломитообразование).

Для терригенно-карбонатной формации характерны следующие ассоциации аллотригенных неглинистых минералов: 1) кварц (с нормальным погасанием)—циркон (окатанный)—обломки осадочных пород; 2) кварц (с мозаичным погасанием)—турмалин—мусковит—обломки метаморфических пород; 3) циркон (бипирамидальный, неокатанный)—обломки кислых магматических пород. Наиболее широко распространена первая ассоциация, образовавшаяся в результате переотложения древних осадочных пород. Источником второй и третьей ассоциаций являлись метаморфические, кислые интрузивные и эффузивные породы, слагавшие значительные площади Закавказского поднятия. Отсутствие в отложениях терригенно-карбонатной формации грубообломочного материала, наличие в них *Claphoteris platyphilia* Goepf., *Laccopteris daintrei* Schenk, *Nilssonia acuminata* Geopp. и другой флоры позволяют заключить, что рельеф поздне триасовой суши был сравнительно невысоким и слаборасчлененным.

Таким образом, глинистые осадки образовались за счет размыва в основном осадочных, отчасти кислых интрузивных и эффузивных пород в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. Указанные условия способствовали образованию первичного каолинит-гидрослюдистого материала, причем гидрослюда была связана в основном с продуктами размыва древних осадочных толщ, а каолинит—с корами выветривания кислых интрузивных и эффузивных пород; этим объясняется, по мнению авторов, преобладающая роль гидрослюды в

составе глинистого вещества. В бассейне седиментации и в стадию постр-диагенетического преобразования пород соотношение указанных компонентов сохраняется, хотя глинистое вещество и претерпевает определенные изменения.

Глинистые осадки каолинит-гидрослюдистого состава отлагались на заболочивающихся участках регрессирующего моря, в прибрежно-дельтовых условиях (наряду с богатой морской фауной, в глинах имеются прекрасно сохранившиеся отпечатки листьев, ветвей и стеблей). Глинообразование пространственно было сопряжено с процессом углеобразования. Эти условия (обилие органики, кислая реакция) способствовали аутигенезу каолинита уже в стадию диагенеза. Последний образует псевдоморфозы замещения по глинистой основе, обычно в местах скопления органического вещества, в трещинках и порах. Сказанное позволяет считать, что каолинит развивается главным образом за счет породообразующей гидрослюды. Замещенные каолинитом участки, представленные в виде тонкоагрегатного вещества с точечной поляризацией, выделяются на фоне основной массы ориентировкой частиц, более крупными размерами агрегатов и низким двуупреломлением; иногда такие участки погасают как монокристалл. Нужно однако отметить, что описанное явление развито не столь широко, чтобы связать с ним генезис всего каолинитового вещества глин. Это обстоятельство, а также благоприятные условия для образования каолинитовых кор, заставляют думать, что часть каолинита в глинах терригенно-карбонатной формации имеет аллотигенное происхождение. Обломочный каолинит при наличии обильной органики в бассейне седиментации находился в равновесном состоянии со средой диагенеза: в последующих циклах он сохранился в результате консервации в непроницаемых глинистых породах.

Диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$ в глинах угленосной формации имеет аллотигенное происхождение, он связан с продуктами размыва древних осадочных и метаморфических пород. Ранее авторами было показано, что в нижележащих глинах карбонатно-терригенной формации аутигенная гидрослюда $2M_1$ в ассоциации с парagonитом $2M_1$ развивается в стадию метагенеза: отчасти—позднего катагенеза. Они образуют достаточно крупные (до 0,1 мм) чешуйки по глинистой основе, которые располагаются в основном вдоль сланцеватости пород. Эти явления в глинах угленосной формации не наблюдаются, поскольку они находятся на уровне раннекатагенетического изменения. Аутигенные неглинистые минералы в них представлены пиритом, марказитом, сидеритом, очень редко баритом и флюоритом. Перемежающиеся с глинами зернистые породы имеют нормальноосадочные структуры; конформные и инкорпорационные глины структур отсутствуют. Среди обломочных минералов нередко встречаются неизменные полевые шпаты, пироксены, амфиболы. В глинах хлорит представлен железистой разновидностью; обычное соотношение гидрослюд $1M > 2M_1$. Текстуры глин в основном беспорядочные. Угли высокозольные (20—60%), величина теплоты сгорания колеблется

в пределах 3515—8000 ккал. т. е. относится к слабо метаморфизованным разностям—длиннопламенным и бурым.

Таким образом, генерация гидрослюды $2M_1$, характерная для высших стадий изменения пород, в данном случае исключается. Нет также критериев для отнесения полиптина $2M_1$ к диагенетическим или позднекатагенетическим образованиям. Отметим, что глины содержат в среднем до 3% обломочного мусковита (биотит почти отсутствует), который не несет никаких следов изменения.

Диоктаэдрическая гидрослюда $1M$ встречается, как правило, совместно с $2M_1$, в соотношении $1M > 2M_1$. По данным А. Г. Коссовской [2], главным источником аутигенного полиптина $1M$ в терригенных отложениях является биотит. Как было отмечено, в глинах угленосной формации биотит почти не встречается, тем не менее, авторы считают, что часть гидрослюды $1M$ имеет аутигенное происхождение. Древние осадочные породы, испытавшие глубокие изменения, тем более метаморфические, не могли быть поставщиком столь значительного количества гидрослюды $1M$, поскольку в терригенных формациях она исчезает в основном уже в стадию раннего метазенеза [1]. Очевидно, аутигенная генерация полиптина $1M$ происходит в начальные стадии литогенеза за счет полевых шпатов и других метастабильных продуктов. Содержание измененных (пелитизированных полевых шпатов, обломков пород) составляет в среднем 75% легкой фракции. Вследствие методических трудностей, детальное исследование продуктов изменения невозможно; судя по интерференции и характерному матово-шелковистому блеску, они относятся к гидратированным слюдам. Представлены эти продукты слабо поляризуемыми тонкочешуйчатыми агрегатами, нередко оптически ориентированными и реагирующими на свет по суммарному эффекту. Данные электронографии в большинстве случаев указывают на высокую степень совершенства структуры гидрослюды $1M$, что также является признаком ее аутигенности. Нужно добавить, что в глинах угленосной формации содержится в среднем до 2% обломочной зеленой слюды, которая, возможно, была одним из источников образования полиптина $1M$.

Значительные трудности представляет генетическая интерпретация минералов-примесей: хлорита, монтмориллонита, смешаннослойной фазы Г-М. В сумме они составляют не более 20% глинистой фракции, что исключает возможность их детального исследования и однозначного толкования.

Можно предположить, что хлорит образуется по обломкам эффузивных пород в стадию диагенеза—раннего катагенеза. Замещение их железистым 14Å хлоритом—широко распространенное явление в глинах геосинклинальных и орогенных формаций Армянской ССР [3]. В последних он развивается по стекловатому базису обломков эффузивных пород и темноцветным минералам. Не исключено, что хлоритизация последних имеет место уже в коре, однако аналогичный хлорит в песчаниках явно аутигенного происхождения. В случае большого количества об-

ломков пород (или крупных шпирокластов), новообразованный хлорит перекачивается в цемент и становится его важной составной частью.

Диagenетические 14Å хлориты описаны Г. В. Карповой [1] в угленосных формациях Днепровско-Донецкой впадины; предполагается синтез хлорита в среде диagenеза с избытком железа и реакционноспособного алюмокремниевое материала.

Менее вероятным кажется аллотигенное происхождение хлорита в рассматриваемой формации, поскольку при наличии метаморфических и глубоко измененных древних осадочных пород в качестве источников сноса в осадках фиксировались бы в основном магнезиальные хлориты.

Трудно допустить образование монтмориллонита за счет главных источников сноса—пород, дифференциация которых происходила в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. С другой стороны, отсутствие синхронного осадконакопленню вулканизма (не только эксплозивного, но и других форм), кислая реакция, обусловленная интенсивным разложением растительности в обстановке полузамкнутого водоема, исключали аутигенную генерацию монтмориллонита. Между тем, в глинах многих угленосных формаций монтмориллониты различного генезиса (преобразование гидрослюд, синтез в катагенетических порах и т. д.) являются чуть ли не постоянными, хотя и второстепенными компонентами. В нашем случае наиболее вероятным кажется привнос монтмориллонита из развитого на осадочном субстрате почвенного слоя соседних аридных зон. В частности, Нахичеванская зона, где отлагались доломиты, отстояла от джерманисского бассейна всего на расстоянии 20—30 км.

Монтмориллонит встречается в ассоциации с неупорядоченным смешаннослойным образованием типа Г-М с различным соотношением слоистых (Г) и разбухающих (М) слоев (первые всегда преобладают). Очевидно Г-М образуется за счет монтмориллонита путем необменной фиксации K^+ в межслоевых промежутках в начальные стадии осадконакопления. Возможно также, что он возникает в результате гидратации диоктаэдрических слюд в корях выветривания и в бассейне седиментации.

Таким образом, глинистые минералы угленосной формации имеют двойственную природу—аллотигенную и аутигенную. Однако формирование их парагенезов контролируется главным образом палеогеографическими условиями (климат, состав размываемых пород, рельеф); вместе с тем, влияние постседиментационных процессов достаточно ярко проявляется на всех этапах эволюции глинистых осадков.

Հ. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ, Գ. Բ. ԿՈՍՍՈՎԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՆՏԵՐԻԳԵՆ-ԿԱՐԲՈՆԱՏԱՅԻՆ ԱՄԽԱԲԵՐ ՅՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԿԱՎԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. ւ. մ.

Արդիլիտները և կավերը կազմում են ֆորմացիայի ընդհանուր հզորության (500—700 մ) մոտավորապես 50 տոկոսը: Նրանց ուսումնասիրությունը գենետիկական միներալոգիայի տեսակետից մեծ հետաքրքրություն է ներկայացնում, բանի որ կավառաջացումը տեղի է ունեցել ուշտրիասյան ծովի ռեգրեսիայի յուրահատուկ պայմաններում և կապված է եղել ածխառաջացման պրոցեսի հետ:

Կավերի մանրակրկիտ ուսումնասիրման շնորհիվ անջատվում է կավային միներալների երկու ասոցիացիա՝ հիդրոփալարային և կաոլինիտ-հիդրոփալարային, որոնցից առաջինն ավելի լայն է տարածված: Երկու խմբերում էլ կան իստոնորդ միներալներ՝ երկաթխառն քլորիտ, մոնտմորիլոնիտ և հիդրոփալար-մոնտմորիլոնիտ տիպի խառը շերտավոր ֆազ:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ կավային միներալներն ունեն երկակի՝ այստիգեն և աուտիգեն բնույթ: Սակայն կավային ապարների պարագենեզիսների կազմավորման գլխավոր գործոններն են հանդիսանում կլիման, հողմահարվող ապարների կազմությունը, ռելիեֆը՝ այսինքն պալեոաշխարհադրական պայմանները: Մինևույն ժամանակ նստվածքառաջացման և հետնստվածքառաջացման պրոցեսների ազդեցությունը բավական ցայտուն է արտահայտված նստվածքառաջացման ամբողջ ցիկլի ընթացքում: Այսպիսով, դիագենեզի ժամանակ օրգանական նյութերի բայքայման և թթու ռեակցիայի պայմաններում առաջանում է կաոլինիտ, իսկ վաղ կատագենեզի ընթացքում կավային հիմքի և կանաչ փալարների հաշվին դարդանում է 1M մոդիֆիկացիայի հիդրոփալար: Իրա հետ մեկտեղ ապար կազմող միներալների հարաբերությունը ամբողջությամբ պահպանվում է: Այս հանգամանքը թույլ է տալիս եզրակացնելու, որ կավային ապարների հիմնական մասը (պոլիտիպ 2M₁, մասամբ 1M և պսեղոմոնոկլինային կաոլինիտ) ունի ալոտիգեն ծագում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кирнова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях «Недра», М., 1972
2. Коссовская А. Г. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слоистых минералов осадочных пород. Тр. ГИАН СССР, вып. 221, 1971.
3. Петросов И. Х. Ассоциации глинистых минералов в верхнетретичных отложениях Приреванского района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, вып. 37, № 3, 1963.

УДК 550.8:553.497.2.499

С. А. АИРАПЕТЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ХАЙДАРКАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Хайдарканское рудное поле, расположенное на южном крыле Ишметавской антиклинали, охватывает центральную часть Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. Сложено рудное поле преимущественно карбонатно-терригенными отложениями верхнего силура-среднего карбона, смятыми в довольно крутую антиклинальную складку субширотного простирания с ундулирующим и пологопогружающимся на запад шарниром.

На крыльях основной антиклинали выявляются дополнительные складки асимметричного строения и более мелкие складки волочения, указывающие на формирование их в условиях продольного изгиба со скольжением.

Ограничено рудное поле крупными широтными разломами: с севера—Северным, с юга—Долинным.

Северный разлом, имеющий падение в северных румбах, по которому отложения силур-девона надвинуты на карбоновые, представлен мощной зоной брекчирования и расланцевания пород. Вдоль разлома отмечается полоса окварцевания известняков и проявления рудной минерализации.

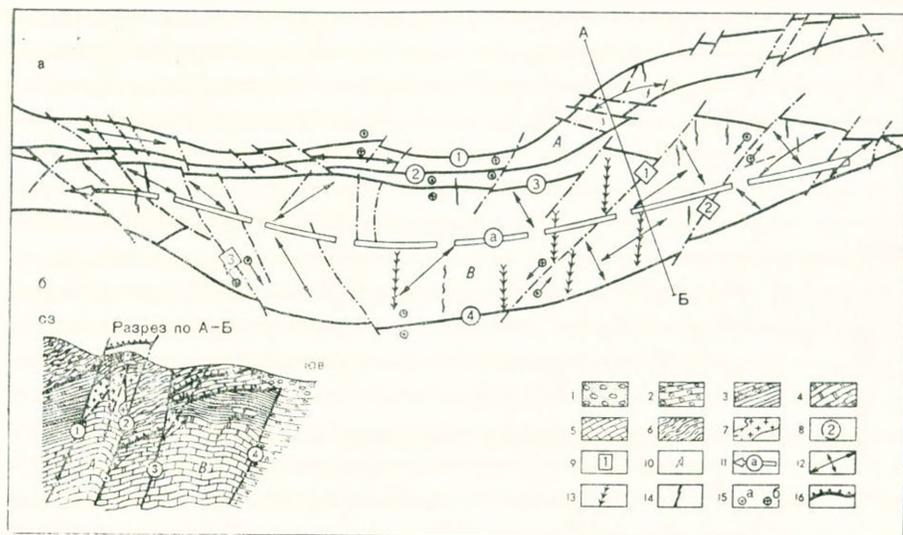
Долинный разлом, положение которого определено методом геофизического профилирования, перекрыт мощной толщей современных отложений и не имеет выхода на дневную поверхность. Это крутое, довольно протяженное нарушение с амплитудой вертикального перемещения до 800 м, трассирующееся по всей своей длине многочисленными проявлениями ртутной минерализации.

Положение в пространстве этих разрывов, являющихся составляющими глубинного краевого разлома, и морфологические особенности их предопределяли положение Хайдарканского рудного поля.

Нарушения эти рассматриваются как долгоживущие—заложённые еще в период позднегерцинского орогенеза. В дальнейшем они неоднократно подновлялись и сопровождались интенсивным окремнением и окварцеванием вмещающих пород.

В последующие этапы деформации, при взаимосвязанных горизонтальных и тангенциальных движениях, образовались меридиональные, преимущественно крутопадающие трещины отрыва, несущие в центральной части рудного поля дайки диабазовых порфиритов и диагональные сбросо- и взбросо-сдвиги северо-восточного, реже северо-западного простирания.

Данные детального структурного картирования показывают, что описываемые широтные разрывы, служащие основными рудовыводящими, а зачастую и рудолокализирующими структурами, образуют в центральной части рудного поля отчетливо выраженный раздвиг с постепенным сужением к востоку и западу (фиг. 1, а).



Фиг. 1. Структурно-тектоническая схема Хайдарканского рудного поля. Составлена автором с использованием материалов ГРП. 1—четвертичные отложения; 2—алаудинские конгломераты; 3—сланцы песчанистые с прослоями известняков и гравелитов толубайской свиты (C_2m_1); 4—тонкослоистые известняки пыркафской свиты (C_2m_1); 5—массивные известняки пенжаутской свиты (C_1V); 6—углистые сланцы силура; 7—кварцевые метасоматиты (джасперонды); 8—субширотные разломы: 1—Северный, 2—Кара-Арчинский, 3—Южный, 4—Долгий. 9—диагональные разломы: 1—Диагональный; 2—Куприянский; 3—Ишминский. 10—структурно-фациальные зоны: А—северная; В—южная; 11—ось основной антиклинальной складки; 12—направление мелкой складчатости; 13—дайки диабазовых порфиров; 14—меридиональные трещины отрыва; 15—знаки, указывающие: а—блок опущен, б—блок поднят. 16—нмметауский надвиг. Стрелками показано направление перемещения блоков.

При выяснении основных закономерностей размещения месторождений в пределах рудного поля было установлено, что положение главных рудоконтролирующих нарушений находится в тесной взаимосвязи со складчатыми деформациями. Так, заложение нарушений широтного простирания связывается с начальными этапами складчатой деформации, а образование пологих кулисных надвигов—с более поздними этапами. В такой же закономерной взаимосвязи со складчатыми деформациями более поздних стадий находятся поперечные трещины отрыва и диагональные сдвиги. Серия мелких нарушений, опережающих крупные разломы, образовалась при подвижках по ним.

На основании проведенных исследований установлено, что перемещения по рудоконтролирующим нарушениям в разные стадии минерализации были различными как по величине, так и по направлению. Одна-

ко, наиболее интенсивные движения по разным разломам были не одновременны. По широтным нарушениям максимальные подвижки были в первую стадию, а по диагональным сколам — во вторую.

Эти перемещения по наиболее крупным разломам, сопряженные со складчатостью, предопределяли расчленение рудного поля на отдельные блоки, различающиеся специфическими условиями осадконакопления и отложением различного минеральных ассоциаций. Наиболее четко выделяются блоки широтного простирания, ограниченные разломами субширотного направления. В пределах этих блоков, ограниченных северо-восточными и северо-западными нарушениями, выделяются более мелкие блоки, имеющие первостепенное значение в непосредственной локализации ртутно-сурьмяного оруденения.

Геолого-тектоническое строение рудного поля характеризуется приуроченностью его к сложной, мобильной зоне, формирование которой проходило в период от верхнего силура до верхнего карбона при резких инверсионных движениях. С верхов нижнего карбона произошло расчленение зоны на две структурно-фациальные подзоны, разделенные узкой грабен-синклиналью, выполненной углисто-глинистыми отложениями силур-девона с дисгармонично-складчатым строением. В наиболее подвижной северной подзоне (фиг. 1, б) на терригенно-карбонатных отложениях силур-девона залегают толстослоистые и массивные известняки нижнекарбонного возраста. Они перекрываются чередующимися пачками терригенных и карбонатных образований, представленных песчано-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и гравелитов. В основании сланцев залегает маломощная пачка тонкослоистых известняков. Все эти отложения смяты в изоклинальные, часто опрокинутые на юг складки широтного простирания, крылья которых срезаны мощными разрывами. Вдоль этих разрывов, а также в участках сопряжения их с оперяющими трещинами и контактовыми поверхностями развиваются зоны дробления и межформационные брекчии. Гидротермальный метаморфизм затронул почти весь комплекс пород, однако наиболее интенсивно прошел он вдоль крупных нарушений, создавая пачки кварцевых метасоматитов (джасперондов).

Вмещающими ртутно-сурьмяную минерализацию структурами послужили серии субпараллельных сближенных трещин, преимущественно северо-западного простирания, вдоль которых, в результате замещения первичных пород, образовались пачки кварцевых метасоматитов. Располагаются они также на контакте карбонатных пород и перекрывающих терригенных толщ.

Закономерной связи оруденения с кварцевыми метасоматитами — основным, как считалось ранее, рудовмещающим горизонтом, не наблюдается, хотя в них отмечается повышенная концентрация ртутно-сурьмяной минерализации. Поэтому при поисках новых, преимущественно скрытых, зон оруденения явление «окварцевания» используется как один из основных поисковых признаков.

Месторождения подзоны характеризуются отложением разнотипных минеральных ассоциаций и большим морфоструктурным разнообразием рудных тел, группирующихся в три основных типа — секущих, согласно-линзовидных и сложно-комбинированных.

Преобладающим типом являются секущие тела. Рудные тела развиваются в блоках, ограниченных нарушениями двух, трех и более направлений. Они залегают также в участках развития кварцевых метасоматитов. Небольшое количество рудных тел локализуется в сводах мелких складок в тонкослонистых известняках и сланцах при пересечении их рудораспределяющими нарушениями. В последние годы задокументирован и изучен новый морфогенетический тип рудных тел, локализующихся в приоткрытых грянях крупных тектонических нарушений. Данные эксплуатации показывают, что эти рудные столбы при небольших площадях поперечных сечений хорошо выдержаны по падению и некоторые из них прослеживаются на весьма значительную глубину. При слепых окончаниях их для определения положения новых рудных тел существенное значение имеет геометризация поверхности рудоносного разлома и определение направления внутрирудных перемещений по ним [1].

Отмеченные особенности в размещении оруденения в северной подзоне объясняются главным образом контролем его разрывными нарушениями при значительной роли литологических и физико-механических факторов.

Для южной, более стабильной, подзоны характерно накопление мощной толщи карбонатных отложений массивного строения. Лишь в верхах разреза отмечается пачка тонкослонистых известняков переменной мощности. Перекрывающая свита песчано-глинистых сланцев имеет относительно большую мощность. Эти толщи смяты в брахискладки с довольно пологим, осложненным серией микроскладок, сводом.

Структурными построениями и детальными наблюдениями установлено, что микроскладчатость группируется в три системы.

Первая система, простирание которой согласно с положением основной антиклинали, сформировалась, на наш взгляд, в основной этап складчатости. Образование микроскладок северо-западного и северо-восточного простирания, сопряженных с диагональными сколами, тесно увязывается с завершающими этапами формирования структуры рудного поля.

Роль выделенных систем микроскладчатости в локализации ртутно-сурьмяного оруденения для месторождений рудного поля не равнозначна. Зависит она как от формы и радиуса кривизны складок [2], так и от величины относительной структурной открытости в стадии процесса рудоотложения [3]. Развитие в пределах подзоны относительно мощной толщи более компетентных массивных известняков и сравнительно спокойная тектоническая обстановка предопределили отложение низкотемпературной ртутной минерализации. Рудные тела, сформировавшиеся в основном метасоматическим путем, характеризуются большим разнооб-

разном форм и размеров. Условия локализации оруденения определяются строением рудораспределяющих крутонадающих разрывов в сочетании с пологими тектоническими плоскостями и контактовыми поверхностями, экранировавшими рудоносные растворы. Большое влияние на условия локализации, форму и размер рудных тел оказывают, наряду с тектоническими факторами, физико-механические условия вмещающих пород. Исследования подтверждают преобладание в южной подзоне также секущих рудных тел, расположенных в участках пересечения разломов как между собой, так и с брахискладками. В южной подзоне межформационные и секущие кремнистые брекчии имеют относительно меньшее распространение. Формирование их определяется развитием многочисленных секущих трещин и процессами метасоматоза.

Таким образом, на локализацию ртутно-сурьмяного оруденения в рудном поле, зависящую от расчленения его на две структурно-фациальные подзоны со специфическими условиями осадконакопления, автономной историей геологического развития и отложением различных минеральных ассоциаций, в основном, оказали влияние следующие факторы:

1. Тектонические, обусловленные приуроченностью рудного поля к изгибу в плаве оси основной антиклинали и сопряженных с ней крупных тектонических нарушений. Это способствовало развитию мощных зон дробления и трещиноватости вмещающих пород.

2. Структурные, связанные с морфологическими особенностями рудоконтролирующих разломов, под влиянием которых в период внутрирудных тектонических подвижек происходило приоткрывание определенных граней, благоприятствующих рудоотложению.

3. Литолого-стратиграфические, характеризующиеся развитием на рудном поле двух самостоятельных структурно-формационных подзон с различным составом слагающих их толщ, физико-механическими свойствами пород и относительно разной компетентностью к тектоническим деформациям.

Хандарканский ртутный
комбинат

Поступила 14.II.1975.

Ս. Ա. ԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ

ԽԱՅԻՆՐՈՒՄԻ ԶԱՆՔԱԳՆՆՏՏԻ ՍՏՐՈՒԿՏՈՒՐԱՅԻ ՈՒ ՍՆԻԿ-ՇԱՐԻՐԱՅԻՆ ԶԱՆՔԱՅՆԱՅՄԱՆ ՈՐՈՇ ԱԹԱՆՁՆԱՀԱՏՆՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. ս. մ.

Հողվածուժ նշվում է հանրազաշտի բաժանումը Երկրաբանական դարգացման ինքնուրույն պատմություն ունեցող Երկու ստրուկտուր-ֆազիալ ենթադրանների, որոնք անջատված են լայնակի տարածում ունեցող ծալքավորման հետ մեկտեղ առաջացած խորրային, Երկարակյաց խզումներով:

Ենթագոնաները կազմող հաստվածքների լիթոլոգիական փոփոխականությունն ազդել է տարբեր տիպի՝ հյուսիսում ֆլյուորիտ պարունակող քվարց-կինովար-անտիմոնիտային, իսկ հարավում՝ քվարց-կալցիտ-կինովարային միներալային ասոցիացիաների առաջացման վրա: Հանքայնացման տեղայնացումը պայմանավորված է մի շարք գործոնների զուգակցմամբ, որոնցից մեկնաճիմնականը ստրուկտուրայինն է, ներփակող ապարների ֆրեզիկա-մեխանիկական հատկությունների որոշակի դերի մասնակցությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Айрапетян С. А. О роли крупных разрывов в размещении ртутного оруденения на месторождении Кара-Арча (Хайдаркан). Геол. рудн. месторожд., т. XVI, № 5, 1974
2. Королев А. В., Шехтман Л. А. Структурные условия размещения постмагматических руд. «Недра», М., 1965
3. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этапах и ярусах. Отв. ред. Л. И. Лукни. «Наука», М., 1968.

УДК 553.08.086:550.4.551.2

Л. Ф. БОРИСЕНКО, Н. М. КУРИЛЕНКО

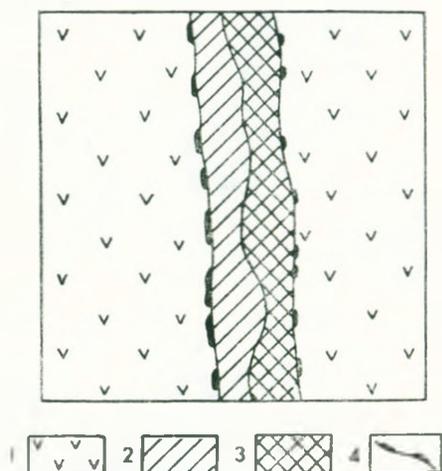
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ГЕНЕЗИС БРУСИТ-АнтиГОРИТОВЫХ ПРОЖИЛКОВ С МАГНЕТИТОМ НА ДЖИЛ-САТАНАХАЧСКОМ МАССИВЕ

Обособления антигорита и брусита в ассоциации с магнетитом встречаются среди ультраосновных пород Джил-Сатанахачского габбро-перидотитового массива в Армении. Этот массив является самым крупным в Севанском гипербазитовом поясе. Северная и центральная части массива сложены породами основного состава, а южная — гипербазитами, преимущественно гардбургитами и лерцолитами, которые занимают около 90% всей площади ультраосновных пород; остальное приходится на дуниты и пироксениты. Как правило, перидотиты и дуниты сильно, иногда нацело, серпентинизированы. Среди серпентинитов выделяются следующие разновидности: хризотилловые, хризотил-лизартитовые, антигоритовые и брусит-антигоритовые.

Среди анодунитовых серпентинитов брусит-антигоритового состава в непосредственной близости от Нижне-Даринского месторождения хрома находятся брусит-антигоритовые жилки с магнетитом и более мелкие брусит-магнетитовые линзочки и прожилки. Если вторичный магнетит в виде пылевидных скоплений обычен в серпентинизированных гипербазитах, то крупные зерна магнетита, которые мы наблюдали в брусит-антигоритовых обособлениях, достаточно редки. Такой магнетит встречается в жилках, имеющих мощность 0,5—1,2 см. Жилки имеют поперечношестоватое строение, светло-зеленую окраску и четкие контакты с вмещающими серпентинитами. Окраска наиболее мощной жилки неравномерная: более светлая близ одного контакта и более темная у другого. Граница между разноокрашенными участками извилистая, но довольно резкая. К контакту осветленного участка жилки с вмещающей породой и приурочены скопления крупных зерен магнетита (фиг. 1). На противоположном контакте наблюдаются лишь единичные мелкие (до 0,5 см) зернышки магнетита. В средней части жилки этот рудный минерал отсутствует.

Минеральный состав жилки: антигорит 74,1; брусит 15,2; девейлант 10,7% (объемн.). Антигорит представлен кристаллами игольчатой формы длиной до 2 мм, реже мелкими пластинками. В центральной части жилки игольчатые антигориты расположены субпараллельно и ориентированы перпендикулярно контактам, а в приконтактных участках они изгибаются и перекрещиваются. Пластинки брусита размером 0,1—1,0 мм заполняют интерстиции между игольчатками антигорита.

В осветленной части жилки брусит избирательно замещается мелко-чешуйчатым агрегатом серпентиноподобного минерала—девейлита. В отдельных участках этот минерал обнаруживает криптоволокнустое



Фиг. 1. Брусит-антигоритовая жилка в серпентините: 1—серпентинит; 2—осветленная часть жилки; 3—более темная часть жилки; 4—магнетит. М. 1:1.

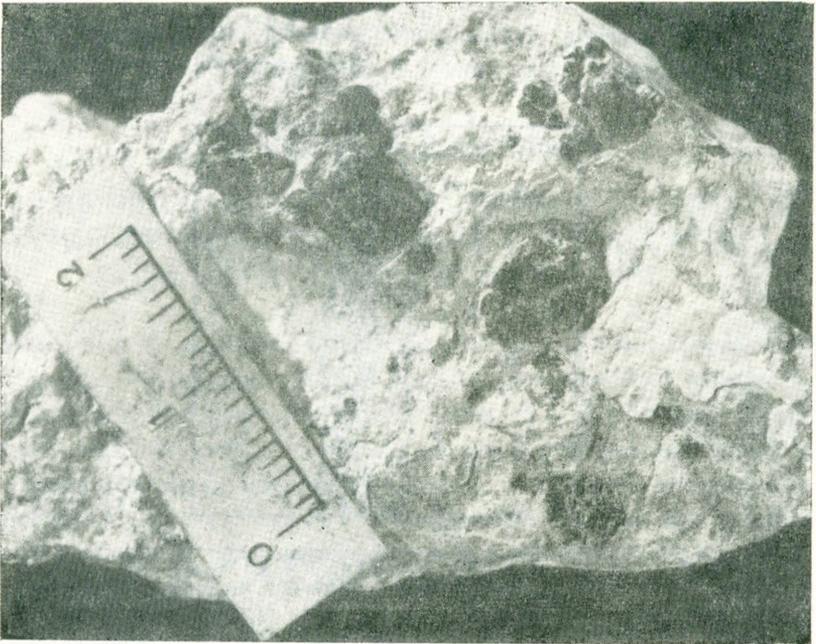
строение. При одном николе девейлит бесцветен или слабо желтоват. Агрегативно поляризует, особенно интенсивно на границе с бруситом. $N_g - N_p = 0,009$.

Структура породы, слагающей брусит-антигоритовую жилку, параллельно-лучистая.

На самом контакте брусит-антигоритовой жилки с вмещающей породой наблюдаются довольно многочисленные кристаллы магнетита и их скопления (фиг. 2). В ассоциации с магнетитом, а часто в непосредственном срастании с ним, встречаются кристаллы ярко-зеленого хромового граната (0,1—2 мм). Его химический состав (вес. %): 33,80 SiO_2 ; 28,50 Fe_2O_3 ; 3,95 Cr_2O_3 ; 34,00 CaO ; $\Sigma = 100,25$ (аналитик М. Е. Казакова). Плотность граната 3,88. Ребро элементарной ячейки $a_0 = 12,0 \pm 0,02 \text{ \AA}$ (определено Р. Н. Александровой). Выделения магнетита и граната заключены в мелкочешуйчатой массе антигорита и девейлита.

Крупные зерна магнетита (до 7 мм) имеют округлую форму, тогда как более мелкие его зерна (0,1—0,2 мм)—октаэдрическую. Под микроскопом хорошо видно, что крупные выделения магнетита состоят из отдельных зерен, разделенных тончайшими нитевидными прожилками серпентина. На отдельных зернах наблюдаются фигуры роста кристаллов магнетита. Плотность магнетита 4,92 (определено В. Ф. Педобой). Микротвердость 494—614 $кг/мм^2$, в среднем 550 $кг/мм^2$ (определено на ПМТ-3 С. И. Лебедевой по 14 замерам).

В полированных шлифах исследованный магнетит выглядит однородным. При увеличении в 600 раз с иммерсионным маслом в нем наблюдаются мельчайшие пластинчатые включения. По своему расположению



Фиг. 2. Зерна магнетита на контакте брусит-антигоритовой жилки с серпентинитом.

они отвечают структуре распада твердых растворов. Однако, в отличие от титаномагнетита магматических месторождений, размер этих включений чрезвычайно мал и расположены они очень неравномерно. Ввиду небольших размеров включений диагностировать их не удалось. Можно лишь предположить, что ими могут быть хромшпинелиды. На это косвенным образом указывает повышенная хромистость (0,76% Cr_2O_3) магнетита. Согласно расчету результатов химического анализа магнетита (табл. 1) в нем содержится: 88,6% $\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$ и 11,4% $\text{MgO}(\text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_3$.

Таблица 1
Результаты химического анализа магнетита из
брусит-антигоритовой жилки (вес. %)

| Компоненты | Вес, % | Молекулярные количества |
|-------------------------|----------------|-------------------------|
| SiO_2 | не обн. | — |
| TiO_2 | не обн. | — |
| Fe_2O_3 | 69,13 | 4328 |
| Cr_2O_3 | 0,76 | 50 |
| FeO | 28,45 | 3850 |
| MnO | 0,06 | 8 |
| MgO | 2,01 | 498 |
| CaO | не обн. | — |
| Сумма | 100,41 | 8742 |
| Аналитик | М. Е. Казакова | — |

Данные химического и спектрального анализов показывают, что для исследованного магнетита совершенно не характерны главные элемен-

ты-примеси (титан и ванадий), обычно содержащиеся в повышенном количестве в титаномagnetите магматических образований [3]. С другой стороны, магнетит брусит-антигоритовых прожилков содержит повышенное количество магния, хрома, никеля и кобальта (табл. 2), которые являются наиболее характерными элементами ультраосновных пород гипербазитовой формации. Результаты количественного спектрального анализа (аналитик Е. Гущина) магнетита из брусит-антигоритовой жилки близки к данным для вторичного пылевидного магнетита, выделенного из серпентинизированных дунитов и аподунитовых серпентинитов Армении (табл. 2). Таким образом, для вторичного магнетита из основной массы ультраосновных пород и из более поздних жильных образований типичны одни и те же элементы-примеси.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей в магнетите из гипербазитов Армении

| Порода, содержащая магнетит | Содержание в магнетите (вес. %) | | | | | | Исследователи |
|-------------------------------------------------------|---------------------------------|-------|------|------|-------|------|-------------------------------------|
| | Ti | V | Cr | Mn | Co | Ni | |
| Брусит-антигоритовая жилка | не обн. | 0,01 | 0,52 | 0,07 | 0,026 | 0,30 | Настоящая работа |
| Серпентинизированный дунит и аподунитовый серпентинит | 0,019 | 0,008 | 0,85 | 0,08 | 0,048 | 0,19 | С. Б. Абоян, Л. Ф. Борисенко [1] |

Кроме скоплений крупных зерен магнетита в брусит-антигоритовых жилках, этот минерал наблюдается в тонких прожилках того же состава, а также в мелких линзочках и проводничках, сложенных в основном бруситом. Тонкие антигорит-бруситовые прожилки с магнетитом, толщина которых составляет 0,1—1,5 мм, наблюдаются в серпентинизированных дунитах Джил-Сатанахачского массива. Сетка этих прожилков явно наложена на более раннюю петельчатую структуру, образованную хризотилом. Они состоят из удлиненных пластинок брусита, ориентированных поперек простирания прожилка, между которыми находятся зерна магнетита изометричной или вытянутой формы с неровными краями. Пластины и иголки антигорита часто слагают внешнюю оторочку таких прожилков.

Линзочки и проводнички, образованные бруситом и магнетитом, встречаются в антигоритовых серпентинитах в 50—100 м от Нижне-Даринского месторождения хромита. Мелкие, до 2 мм по длине, магнетит-бруситовые обособления хорошо фиксируются только под микроскопом. Они сложены листочками брусита, между которыми распределены мельчайшие (0,01 мм) зернышки магнетита. Для обособлений такого рода характерна паркетная внутренняя структура и извилистые границы.

Если сравнить минеральный состав вмещающей серпентинизированной породы и брусит-антигоритовых жилок, то оказывается, что они довольно близки. Эта порода состоит из (объем. %): антигорита 75,2;

брусита 22,1; хромшпиннелида 0,5; граната 0,7 и вторичного магнетита 1,5. Структура породы листоватая, местами решетчатая. Однако, результаты химического анализа (аналитик Юрченкова Л. П.) вмещающей породы и брусит-антигоритовой жилки (основная масса жилки без выделений крупных зерен магнетита в ее зальбандах) позволяют обнаружить некоторое их отличие друг от друга: концентрации железа и алюминия выше во вмещающей породе, а содержание углекислоты значительно больше в жилке (табл. 3).

Таблица 3

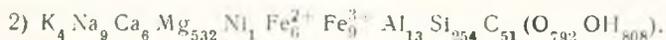
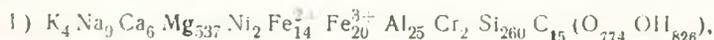
Пересчет химических анализов вмещающей породы (1) и брусит-антигоритовой жилки (2) по кислородному методу Барта

| Компонент | Весовые % | | Весовые %, приведенные к 100% | | Атомные количества катионов | | Атомные количества кислорода | | Количество электроположительных ионов в стандартной ячейке | |
|--------------------------------|-----------|-------|-------------------------------|--------|-----------------------------|------|------------------------------|------|------------------------------------------------------------|------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| SiO ₂ | 31,30 | 31,05 | 31,02 | 31,18 | 516 | 519 | 1032 | 1038 | 260 | 254 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,37 | 0,05 | 0,37 | 0,05 | 5 | 1 | 8 | 1 | 2 | — |
| Al ₂ O ₃ | 2,56 | 1,35 | 2,54 | 1,36 | 50 | 27 | 75 | 40 | 25 | 13 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,25 | 1,40 | 3,22 | 1,41 | 40 | 18 | 60 | 27 | 20 | 9 |
| FeO | 2,02 | 0,86 | 2,00 | 0,87 | 28 | 12 | 28 | 12 | 14 | 6 |
| NiO | 0,23 | 0,15 | 0,23 | 0,15 | 3 | 2 | 3 | 2 | 2 | 1 |
| MnO | 0,08 | 0,05 | 0,08 | 0,05 | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — |
| MgO | 43,31 | 43,64 | 42,93 | 43,83 | 1065 | 1087 | 1065 | 1087 | 537 | 532 |
| CaO | 0,64 | 0,68 | 0,63 | 0,68 | 12 | 13 | 12 | 13 | 6 | 6 |
| Na ₂ O | 0,56 | 0,55 | 0,56 | 0,55 | 18 | 18 | 9 | 9 | 9 | 9 |
| K ₂ O | 0,40 | 0,42 | 0,40 | 0,42 | 8 | 8 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| H ₂ O | 14,89 | 14,80 | 14,76 | 14,86 | 1638 | 1650 | 819 | 825 | 826 | 808 |
| CO ₂ | 1,27 | 4,57 | 1,26 | 4,59 | 29 | 104 | 58 | 208 | 15 | 51 |
| Сумма | 100,98 | 99,57 | 100,00 | 100,00 | 3413 | 3459 | 3174 | 3266 | 1720 | 1693 |

Переводные множители: 1) 1600 : 3174 = 0,5041,

2) 1600 : 3266 = 0,4899.

Формула породы (1) и жилки (2):



В жилке привнос: 36 ионов С и вынос: 5 ионов Mg, 1 иона Ni, 8 ионов Fe²⁺ и 1 ионов Fe³⁺, 12 ионов Al, 6 ионов Si, 18 ионов OH.

Для сравнения результатов химического анализа, помещенных в табл. 3, были использованы два метода пересчета: 1) кислородный метод Т. Барта; 2) пересчет на нормативный состав [11]. Применение метода Т. Барта целесообразно при сравнении близких по составу пород [7]. Этот метод дает возможность количественного учета перемещения вещества при метасоматозе. Второй метод наглядно показывает разницу в минеральном составе сравниваемых пород. В результате пересчета по методу Барта обнаружено, что в каждой стандартной ячейке брусит-ан-

тигоритовой жилки по сравнению с вмещающей породой не достает: 5 ионов Mg, 19 ионов Fe, 2 ионов Cr, 12 ионов Al, 6 ионов Si и 18 ионов OH, в избытке же остается только 36 ионов С.

Пересчет на нормативный минеральный состав дал следующие результаты: в жилке по сравнению с вмещающей породой увеличилось содержание карбоната (магнезита) на 5,81% и появился новый минерал девейлит в количестве 10,11%. Все остальные минералы содержатся в жилке в меньших количествах, чем во вмещающей породе, причем содержание магнетита в жилке сократилось на 0,88%, хромита на 0,16%, антигорита на 9,67%, брусита на 5,21% (табл. 4).

Таблица 4

Пересчет результатов химического анализа вмещающей породы и брусит-антигоритовой жилки на приближенный минеральный состав

| Минерал | Количество минералов (% от 100) | | Изменение содержания минералов в жилке |
|---------------|------------------------------------|-------|-------------------------------------------------|
| | порода | жилка | |
| Антигорит | 71,87 | 62,20 | -9,67 |
| Брусит | 24,11 | 18,90 | -5,21 |
| Девейлит | — | 10,11 | +10,11 |
| Карбонаты | 2,28 | 8,09 | +5,81 |
| Хромшпинелиды | 0,16 | — | -0,16 |
| Магнетит | 1,58 | 0,7 | -0,88 |

При сопоставлении данных двух пересчетов выявляются следующие закономерности: магний при образовании жилки выносился в незначительном количестве. Часть магния, входящего во вмещающей породе в состав антигорита и брусита, в жилке идет на образование девейлита и карбоната. Уменьшение содержания брусита в жилке связано с вхождением некоторого количества магния в серпентин вместо выделившегося из него железа. Это же явление отмечалось для серпентинитов Урала И. А. Малаховым [9]. Выносятся небольшая часть кремния, алюминия и гидроксил-анионов. Железо и хром в значительной степени мигрируют из внутренних частей жилки к ее контактам с вмещающим серпентинитом, где образуются магнетит и хромовый гранат.

Помимо указанных элементов при образовании брусит-антигоритовых жилок выносились никель, кобальт, марганец (табл. 5). Количество хрома в жилке примерно в 8 раз, а кобальта и никеля в 2 раза меньше, чем во вмещающем серпентините. Присутствие ванадия и титана не установлено (табл. 5). Характерно, что существенной разницы в содержаниях элементов семейства железа в более темной и осветленной части прожилка не наблюдается.

Обращаясь к генезису брусит-антигоритовых жилок с магнетитом, следует отметить сложный характер серпентинизации гипербазитов, которая интенсивно проявлена в районе Нижне-Даринского месторождения хромита.

Таблица 5

Содержание элементов семейства железа в брусит-антигоритовых прожилках и вмещающей породе

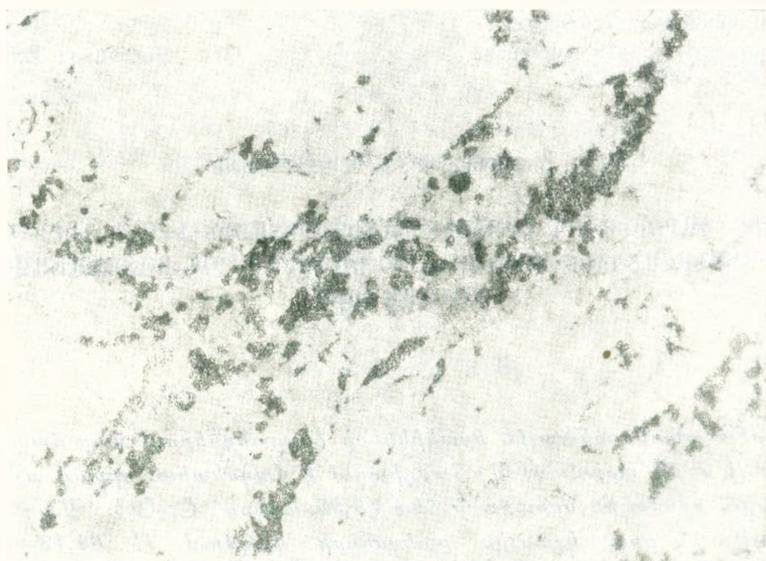
| Порода | Cr | Co | Ni | Mn | V | Ti |
|---------------------------------------------------|-------|-------|------|-------|---------|---------|
| Вмещающий серпентинит | 0,250 | 0,020 | 0,18 | 0,075 | не обн. | не обн. |
| Брусит-антигоритовый прожилок (темная часть) | 0,030 | 0,011 | 0,11 | 0,054 | не обн. | не обн. |
| Брусит-антигоритовый прожилок (осветленная часть) | 0,035 | 0,012 | 0,12 | 0,056 | не обн. | не обн. |

По всей вероятности, во время начального этапа серпентинизации образовались существенно хризотилловые серпентиниты. Затем на эти серпентиниты была наложена антигоритовая и бруситовая минерализация. Используя показатели преломления брусита $N_g = 1,595$ и $N_p = 1,574$, полученные нами иммерсионным методом, и диаграмму зависимости светопреломления брусита (N_p) от железистости (F), построенную Д. С. Штейнбергом и П. С. Чащухиным [12], находим, что его железистость равна 6%. Небольшое значение железистости изученного брусита свидетельствует об относительно невысоких давлениях, при которых формировались брусит-антигоритовые разности пород, что отмечалось И. А. Малаховым [10] для ультрабазитов Урала. По всей вероятности, образование этих пород тесно связано с зонами тектонических нарушений, в которых существенно снижалось давление флюидной фазы. Таким образом, антигорит, существенно магниезальный брусит и вторичный магнетит образовались на поздних этапах серпентинизации ультраосновных пород Джил-Сатанакского массива в условиях $P_{H_2O} < P_s$. Однако антигоритовые и особенно брусит-антигоритовые разности серпентинитов имеют ограниченное распространение в исследованном районе. Вероятнее всего они сформировались в результате воздействия на хризотилловые серпентиниты растворов, характеризующихся повышенной щелочностью при относительно невысоком содержании CO_2 . Как известно, при изменении pH в сторону увеличения кислотности при концентрации CO_2 в растворах около 2%, температуре 450° и давлении 1000 бар, брусит становится неустойчивым, а при понижении температуры замещается при еще меньших содержаниях CO_2 [13]. На образование брусита в ультраосновных породах при повышении щелочности растворов указывали также А. С. Варлаков и С. И. Матвеев [5].

Как было показано Р. Гаррелсом [6], в водных растворах могут существовать следующие химические формы железа: Fe^{3+} ; $Fe(OH)^{2+}$; $Fe(OH)_2^+$; FeO_2^- ; Fe^{2+} ; $Fe(OH)^+$, $HFeO_2^-$, из которых первые четыре содержат ионы трехвалентного железа, а остальные—двухвалентного. В щелочных водных растворах возможен перенос железа, главным образом, в виде $Fe(OH)_4^-$, устойчивого в довольно широком интервале температур [8]. Образуется $Fe(OH)_4^-$ таким образом: $FeO_2^- + 2H_2O = Fe(OH)_4^-$. При изменении pH и окислительно-восстановительного потен-

цнала растворов, снижении температуры, может образоваться магнетит. Согласно диаграмме полей устойчивости Р. Гаррелса [6], этот минерал будет находиться в равновесном состоянии с водными низкотемпературными растворами при pH 8—12 и Eh—0,2 до 0,7 в.

Изученные брусит-антигоритовые жилки с магнетитом и брусит-магнетитовые линзочки и проводнички являются наиболее поздними гидротермальными образованиями. По всей вероятности, они развились вдоль трещин путем метасоматической перекристаллизации брусит-антигоритовых серпентинитов. При этом существенно менялась структура: порода в жилке стала отчетливо параллельно-лучистой. Железо и хром в процессе образования брусит-антигоритовых жилок мигрировали к контактам, где шло выделение относительно крупных зерен магнетита (фиг. 1, 2) и хромового граната. Образование магнетита за счет перерас-



Фиг. 3. Магнетит-бруситовые обособления в серпентините. Прозр. шлиф
Увел. 50.

пределения вещества подвергшихся метасоматическому изменению гипербазитов привело к тому, что этот минерал, кроме Cr, Ni, Co и Mg, почти не содержит других примесей. Характерно, что хром, никель, кобальт и магний так же, как железо, могут переноситься в виде растворенных соединений в щелочных растворах.

Железо и указанные элементы-примеси вошли в состав вновь образованного магнетита, главным образом, за счет некоторого перераспределения вещества в процессе серпентинизации. Примесь хрома в магнетите в значительной степени, по-видимому, связана с растворением аксессуарных хромшпиннелидов. Возможность накопления хрома во вторичном магнетите за счет хромшпиннелидов отмечалась Л. Д. Булыкиным [4] на примере гипербазитов Урала.

Избирательное замещение брусита девейлитом в осветленной зоне жилки может быть связано с циркуляцией самых поздних порций растворов, содержащих повышенное количество CO_2 . В этих условиях брусит становится неустойчивым и замещается девейлитом. Новообразованный девейлит находится в тесной ассоциации с магнезитом. При пересчете результатов химического анализа брусит-антигоритовой породы из жилки на вероятный минеральный состав определено 8,09% нормативного карбоната.

Таким образом, изученный нами магнетит, отличающийся по составу и внутреннему строению от титаномагнетита магматических пород и руд, является типичным представителем низкотемпературных постмагматических образований в гипербазитах.

В заключение авторы выражают свою признательность за советы С. Б. Абовяну, М. С. Бессмертной и Г. А. Голевой.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов
АН и МГ СССР

Поступила 30.IX.1974 .

Լ. Ֆ. ԲՈՐԻՍԵՆԿՈ, Ն. Մ. ԿՈՐԻԼԵՆԿՈ

ՄԱԳՆԵՏԻՏԻ ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՂ ԲՐՈՒՍԻՏ-ԱՆՏԻԳՈՐԻՏԱՅԻՆ ԵՐԱԿԻԿՆԵՐԻ ԿԱԶՄԻ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏՎՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐՆ ՈՒ ԾԱԳՈՒՄԸ ԶԻՒ-ՍԱՏԱՆԱԽԱԶԻ ԶԱՆԳՎԱԾՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Բրուսիտ-անտիգորիտային երակիկների զալբանդներում կլոր հատիկների ձևով (մինչև 7 մմ տրամագծով) հանդիպում է մագնետիտ, որտեղ այն հանդես է գալիս բրոմային նոնաքարի հետ (3,95 տոկոս Cr_2O_3): Մագնետիտի բաղադրությունն ըստ կշռային տոկոսների կազմում է՝ 69,13 Fe_2O_3 , 0,76 Cr_2O_3 , 28,45 FeO , 0,06 MnO , 2,01 MgO , գումարը՝ 100,41: Խառնուրդների ձևով պարունակվում են կորալտ և նիկել:

Մագնետիտ պարունակող բրուսիտ-անտիգորիտային երակիկները հիդրոթերմալ անմենաուշ առաջացումներն են: Հավանաբար, նրանք զարգացել են ձեղքերի երկայնքով: Երկաթն ու քրոմը երակիկների առաջացման ժամանակ տեղաշարժվել են ղեպի կոնտակտները, որտեղ և անջատվել են մագնետիտի և բրոմային նոնաքարի հատիկների ձևով:

Ենթադրվում է, որ մագնետիտն առաջացել է սերպենտինիտների վրա բարձր արկարայնության և ածխաթթու զաղի համեմատաբար փոքր պարունակություն ունեցող լուծույթների ազդեցության շնորհիվ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Борисенко Л. Ф. Новые данные о вторичном магнетите из ультрабазитов Армянской ССР. Докл. АН Арм. ССР, т. 52, № 4, 1971.
2. Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во ИЛ, М., 1956.

3. *Борисенко Л. Ф., Лалин А. В.* О концентрации элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений различных типов. Докл. АН СССР, т. 196, № 6, 1971.
4. *Булыкин Л. Д.* Некоторые новые данные о поведении окислов железа при серпентинизации. Тр. II Уральск. петрограф. совещ., т. 2, 1969.
5. *Варлаков А. С., Матвеев С. И.* Поведение брусита при серпентинизации ультраосновных пород Урала. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала», ч. 1, Свердловск, 1969.
6. *Гаррелс Р.* Минеральные равновесия. Изд-во ИЛ, М., 1962.
7. *Казыцын Ю. В., Рудник В. А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. «Недра», М., 1968.
8. *Калинин А. С., Кашик С. А.* К вопросам о формах растворенного железа в гидротермальных растворах. Докл. АН СССР, т. 182, № 1, 1968.
9. *Малахов К. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геологии, вып. 79, Изд-во АН СССР, Уральский филиал, Свердловск, 1966.
10. *Малахов Н. А.* О термодинамических условиях серпентинизации. Тр. Ин-та геологии и геохимии, вып. 100, 1973.
11. *Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, М., 1958.
12. *Штейнберг Д. С., Чащухин И. С.* О составе брусита в серпентинитах и методах его определения. Докл. АН СССР, т. 186, № 2, 1969.
13. *Walter L. S., Wyllie P. J., Tulle O. F.* The System $MgO-CO_2-H_2O$ of High Pressure and Temperatures, Journal of petrology - V. 3, № 1, London, 1962.

УДК 550.42

А. А. КОДЖОЯН, С. С. МКРТЧЯН

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СФАЛЕРИТОВ И ГАЛЕНИТОВ НА ПРИМЕРЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Свинец и цинк являются главными рудообразующими элементами колчеданно-полиметаллических (Ахтала, Шаумян) и свинцово-цинковых (Марцигет, Привольное, Круглая Шишка) месторождений Армении. Поведение свинца и цинка в процессе отложения руд зависит от факторов, влияющих на их подвижность, в частности, от физико-химических условий среды: температуры, давления, кислотности—щелочности состава, концентрации растворов и т. д., определяющих форму переноса свинца и цинка и условия их отложения в виде галенита и сфалерита.

Минералогические исследования сульфидов цинка и свинца перечисленных месторождений с сопоставлением текстур и структур руд, парагенезисов, характера изменения вмещающих пород дают нам представление о характере растворов, из которых образуются сульфиды цинка и свинца, о кислотности-щелочности среды, о взаимоотношениях сульфидов цинка и свинца и последовательности их выделения в процессе рудоотложения.

Процесс рудоотложения на исследуемых месторождениях был многостадийным и прерывался тектоническими подвижками, сопровождаемыми изменением термодинамических условий и сменой химического состава растворов. Для каждого из описываемых месторождений характерны свои стадии минерализации. Однако на всех месторождениях продуктивной является галенит-сфалеритовая стадия минерализации со своим минеральным составом и характерной зональностью отложения, которая и была выбрана в качестве объекта исследования.

Галенит-сфалеритовая стадия минерализации характеризуется обычно довольно сложным составом. Наряду с главными рудообразующими минералами—сфалеритом, галенитом и халькопиритом, встречаются теннантит, борнит, штроейерит, яланит, аргентит, стефанит, самородное золото, серебро (Ахтала), алтант (Шаумян).

Руды галенит-сфалеритовой стадии минерализации месторождений свинцово-цинковых руд (Марцигет, Привольное) не отличаются столь нестрым составом.

На описываемых месторождениях выделяются два типа зональности—стадийная и отложения. Стадийная зональность выражается в закономерном распределении разновозрастных минеральных ассоциаций установленных стадий минерализации.

Зональность отложения выражается в последовательности выделения минералов в пределах одной стадии минерализации. Зональность отложения особенно хорошо выражена в пределах основной галенит-сфалеритовой стадии. На всех месторождениях она выражается в преобладании галенитовых руд на верхних горизонтах, а сфалеритовых—на нижних. Отношение свинца к цинку с глубиной уменьшается. Минералогические исследования показали повсеместное замещение сфалерита галенитом, что также свидетельствует о более раннем образовании сфалерита.

Таким образом, на описываемых месторождениях в пределах галенит-сфалеритовой стадии минерализации отчетливо наблюдается зональность отложения, выраженная в последовательности выделения сфалерита и галенита. Такая последовательность выделения минералов в пределах одной стадии минерализации может быть результатом локального изменения физико-химических условий среды, в частности, температуры, кислотности—щелочности раствора, изменения концентрации S^{2-} в растворе и др.

С целью выяснения этого вопроса и определения в первом приближении химической природы рудообразующих растворов, был изучен химический состав жидких включений сфалеритов и галенитов с помощью водных вытяжек. Данные анализов приведены в таблице 1.

Таблица 1

Химический состав жидких включений галенитов и сфалеритов из Ахтальского месторождения

| Минералы | Mg-эквивалент на 100 г пробы | | | | | | | |
|----------|------------------------------|----------------|-----------------|------------------|------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|
| | pH | K ⁺ | Na ⁺ | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ |
| Сфалерит | 5,7 | 0,06 | 0,01 | 1,8 | 0,33 | 0,015 | — | — |
| Галенит | 5,6 | 0,03 | — | 3,7 | — | 0,032 | 0,39 | — |

В соответствии с последовательностью выделения минералов сфалерита и галенита на месторождениях можно проследить за локальным изменением в составе рудоносных растворов.

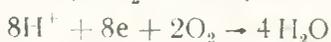
Из таблицы 1 видно, что:

а) в растворах заметную роль играют хлориды;

б) уменьшается содержание Na⁺ и Mg²⁺;

в) увеличивается содержание Ca²⁺ и SO₄²⁻.

Повсеместное замещение сфалерита галенитом означает растворение сфалерита и переход его в раствор, из которого образуется галенит, а это в свою очередь вызывает нарушение условий равновесия в растворе, несущем свинец, за счет повышения концентрации S^{2-} . С ростом S^{2-} повышается и количество сульфат-иона (SO₄²⁻), как это видно из таблицы 1. Образование сульфат-иона в растворе, очевидно, вызвано процессом окисления S^{2-} за счет воды по схеме:



Из сказанного видно, что локальные изменения в пределах одной стадии минерализации выражены некоторым усилением кислотности и ослаблением щелочности системы.

В этом плане интерес представит сопоставление особенностей распределения элементов-примесей в сфалеритах и галенитах.

Известно, что изменение кислотности-щелочности раствора определенным образом отражается на растворимости сульфидов. Если с изменением кислотности, например, уменьшается растворимость сульфида элемента-примеси, то это должно вести к увеличению соосаждения этого элемента всеми минералами, определяемое кристаллохимическим фактором [2].

Исследования показали, что главным носителем Fe, Cd, Pb, Co является сфалерит, а Ag, Sb, Bi—галенит (табл. 2).

Таблица 2

Распределение элементов-примесей в сфалеритах и галенитах из месторождений различных формаций руд

| Формации руд | Месторождения | Сфалериты | | | | | Галениты | | |
|------------------------------|---------------|-----------|--------|-------|------|--------|----------|-------|-------|
| | | Fe | Co | Cu | Cd | Pb | Ag | Sb | Bi |
| Колчеданно-полиметаллическая | Ахтала | 1,19 | — | 0,05 | 0,53 | 0,35 | 0,034 | 0,06 | 0,001 |
| | Шаумян | 1,18 | 0,0005 | 0,61 | 0,92 | 0,57 | 0,01 | 0,03 | 0,001 |
| Свинцово-цинковая | Марцигет | 0,92 | 0,04 | 0,01 | 0,41 | 0,01—2 | 0,024 | 0,03 | 0,001 |
| | Привольное | 2,2 | 0,012 | 0,4 | 0,20 | 1,14 | 0,025 | 0,001 | 0,008 |
| | Кр. Шишка | 0,57 | 0,001 | 0,005 | 0,17 | 0,31 | 0,051 | 0,053 | 0,004 |

Из работы Ю. П. Трошина [2] известно, что сульфиды Cd, Co, Bi менее растворимы в щелочных растворах, а сульфиды As, Sb, Sn—в кислых растворах.

Следовательно, к моменту отложения сульфидов цинка и свинца в более щелочной обстановке интенсивнее будут поглощаться из раствора сульфидным осадком Cd, Bi, Co, а в более кислой обстановке—As, Sb, Sn.

С целью выяснения выдвинутых вопросов целесообразно было полученные данные о природных сфалеритах и галенитах проверить путем непосредственного наблюдения при помощи экспериментальных исследований в области гидротермального синтеза сульфидов, имеющих широкие возможности для вывода закономерностей в связи с точным знанием физико-химических параметров кристаллообразующей среды.

Синтез сульфидов цинка и свинца проводился гидротермальным методом, в основе которого лежит метод температурного перепада. Условия этого метода хорошо известны [1] и широко применяются в лабораториях нашей страны.

Для того, чтобы оценить насколько благоприятны для переноса свинца и цинка охарактеризованные растворы, нами были выбраны физико-химические параметры для перекристаллизации сульфидов цинка и свинца, предусматривающие данные, привлеченные из литературных источников, и данные о составе, кислотности-щелочности растворов и др., приведенные выше.

1. Раствор—хлористый аммоний 10% концентрации.
2. Температура системы—400—450°C.
3. Исходные материалы—природные галениты и сфалериты.
4. Давление, выраженное коэффициентом заполнения автоклава—75%.
5. pH раствора—5,5.

Опыты проводились следующим образом: шихта представляла собой смесь сульфидов цинка и свинца. Содержание сульфида свинца в шихте изменялось от 0 до 90% вес. Было установлено, что во всех случаях в процессе перекристаллизации сначала образуются кристаллы сфалерита, затем—кристаллы галенита независимо от количества сульфида свинца в шихте. С увеличением содержания сульфида свинца в шихте увеличивается масса галенита в зоне кристаллизации. Более раннее образование сульфида цинка по отношению к сульфиду свинца было установлено согласно расположению кристаллов сфалерита и галенита. Непосредственно к крышке и стенкам вкладыша примыкали кристаллы сфалерита, а на них нарастали кристаллы галенита. Это можно объяснить следующим образом: присутствие галенита в шихте не мешает хорошему растворению сфалерита и переносу его раствором вверх, где он перекристаллизуется. В то же время галенит растворяется хуже и концентрация Pb в растворе отстает от концентрации цинка в растворе. В связи с этим рост кристаллов сфалерита, связанный с моментом падения пересыщения, вызванного температурным перепадом, опережает рост кристаллов галенита.

При изучении продуктов перекристаллизации было установлено, что наряду с сульфидом образуется и сульфат его ($PbSO_4$), который по времени образования является также более поздним, чем сфалерит. Сульфат свинца представлен хорошо ограненными бесцветными кристаллами. Образование его позволяет полагать, что в процессе кристаллизации сульфида свинца раствор содержал серу как в восстановительном (S^{2-}), так и окислительном (SO_4^{2-}) состояниях. Следовательно, в условиях эксперимента мы наблюдаем некоторое повышение кислотности раствора в период образования галенита.

Изучение составов сульфидов Zn и Pb, полученных методом гидротермального синтеза, показало, что распределение элементов-примесей в них различное. Было установлено, что при кристаллизации из раствора последовательно друг за другом сфалерита и галенита элементы-примеси тяготеют в сторону того или другого минерала. Так в ZnS наблюдается концентрация Fe, Cd, Co, Pb; в галенитах—Ag, Sb, Ti (табл. 3).

Таблица 3

Распределение элементов-примесей в сфалерите и галените

| Элементы | Сфалериты | | | | Галениты | | | |
|----------|-----------|-------|-------|-------|----------|---------|--------|---------|
| | 31 | 32 | 33 | 30а | 35 | 36 | 37 | 38 |
| Fe | 0,05 | 0,036 | 0,06 | 0,07 | 0,005 | 0,002 | 0,0004 | 0,0002 |
| Mn | — | — | — | — | — | 0,00016 | — | 0,00016 |
| Ti | 0,00012 | — | — | — | 0,0012 | 0,0016 | 0,008 | 0,0012 |
| Cu | 0,11 | 0,002 | 0,006 | 0,05 | 0,002 | 0,0024 | 0,0002 | 0,0012 |
| Ag | — | — | — | — | 0,0052 | 0,0006 | 0,0005 | 0,00052 |
| Cd | 0,03 | 0,036 | 0,005 | 0,014 | — | — | — | — |

Процессы, приведшие к такому распределению примесей в сфалеритах и галенитах, представляются нам следующим образом. При нагревании автоклава часть шихты, представляющая смесь сульфидов цинка и свинца, растворяется, при этом вместе с основными компонентами (Pb, Zn, S) в раствор переходит соответствующее количество содержащихся в растворимых минералах примесей. После того, как концентрация основных компонентов сульфидов цинка и свинца в растворе достигает насыщения, начинается кристаллизация. Одновременно раствор обогащается примесями, которые в процессе кристаллизации сульфидов цинка и свинца захватываются ими.

Захват примесей идет соответственно химическим и кристаллохимическим свойствам главного структурообразующего иона и элемента-примеси. Элементы-примеси, характеризующиеся сходством кристаллохимических свойств с главным структурообразующим ионом, проявляют тенденцию концентрироваться в этом минерале.

Таким образом, минералогические исследования сфалеритов и галенитов полиметаллических месторождений, подкрепленные экспериментальными данными, позволяют сделать вывод о том, что последовательность выделения сульфидов цинка и свинца, отражающая зональность отложения, а также характерный комплекс элементов-примесей каждого сульфида в отдельности, являются функцией физико-химических условий среды, в том числе кислотности-щелочности среды.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 13.XI.1974.

Ա. Ա. ԿՈՋՅԱՆ, ՍՉ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՈՅԱԼԵՐԻՏՆԵՐԻ ՈՒ ԳԱԼԵՆԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ
ՍՍՀ ԿՈԼԶԵԲԱՆԱ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՈՒ ԿԱՊԱՐ-ՑԻՆԿԱՅԻՆ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԶԻՆԵԿՎՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոդվածում քննարկվում է հանքայնացման արդյունավետ գալենիտ-սֆալերիտային ստադիայի սահմաններում միներալների առաջացման հաջորդա-

կանոսթյունը, որն արտահայտվում է նրանց անջատման զոնալականությամբ՝ որպես միջավայրի ֆիզիկա-քիմիական պայմանների տեղական փոփոխությունների արդյունք: Հաստատված է, որ այդ փոփոխություններն արտահայտվում են սիստեմի թթվայնության որոշ բարձրացմամբ:

Սֆալերիտի գալենիտով տեղակալվելու հաշվին ծծմբի կոնցենտրացիայի բարձրացումն ուղեկցվել է նրա օքսիդացումով և լուծույթներում սուլֆատ-իոնի քանակության մեծացմամբ:

Նշված ֆիզիկա-քիմիական փոփոխությունները որոշակիորեն ազդել են սֆալերիտներում և գալենիտներում խոռոչուրդ-տարրերի տեղաբաշխման առանձնահատկությունների վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кузьмина И. П. Экспериментальное изучение образования свинца и шпика в водных растворах хлористых солей. Геология рудных месторождений, № 1, 1961.
2. Трошин Ю. П. Распределение элементов-примесей, проявляющих различную валентность между гидротермальными минералами как показатель окислительно-восстановительного режима в системе. Сб. «Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений В. Сибири». М., «Наука», 1965.

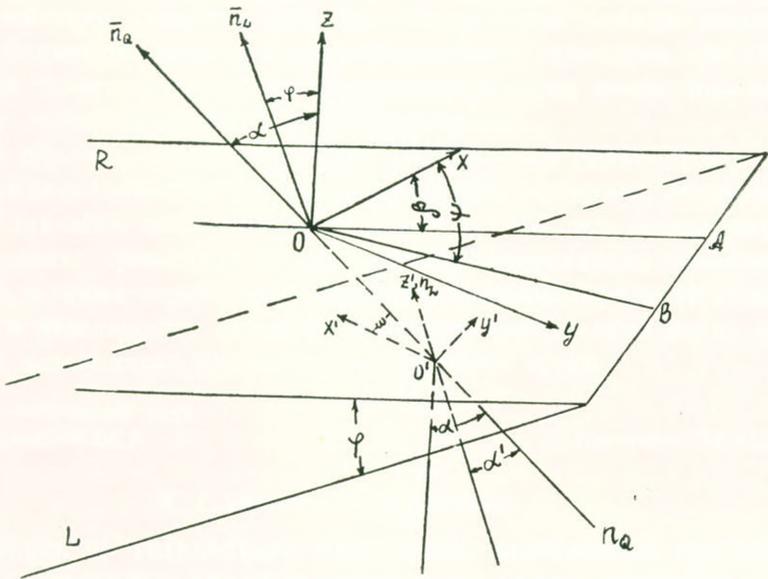
УДК 550.344.5.

Г. В. ЕГОРКИНА, А. В. ЕГОРКИНИ

ПОЛЯРИЗАЦИЯ ПРОДОЛЬНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН НА ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НАБЛЮДЕНИЯ

Использование динамических характеристик волн для определения строения среды, в которой они распространяются,—один из основных путей повышения эффективности сейсмических методов исследования. Это особенно важно при обработке точечных трехкомпонентных записей, когда отсутствуют какие-либо иные источники информации о пространственной ориентации сейсмических поверхностей. Ниже дается решение одной из задач такого рода.

Задача формулируется следующим образом. Трехкомпонентной установкой (X, Y, Z), расположенной на горизонтальной поверхности наблюдения (R), регистрируется волна, распространяющаяся в двухслойной среде, характеризующейся скоростями V_{1p} , V_{1s} (верхняя толща) и V_{2p} (нижняя толща). Положение плоской поверхности раздела слоев (L) определяется углом наклона φ и азимутом линии восстания β (фиг. 1). Требуется:



Фиг. 1. Схема строения среды. R —плоскость наблюдения; L —поверхность раздела первого и второго пластов; Z, X, Y' —прямоугольная система координат при $Z \perp R$; \vec{n}_L —перпендикуляр к плоскости L ; \vec{n}_Q —перпендикуляр к волновому фронту в нижней толще; OA —проекция на плоскость R линии восстания поверхности раздела; OB —проекция на плоскость R линии восстания фронта волны в нижней толще; Z', X', Y' —прямоугольная система координат при $Z' \perp L$.

1. Выразить аналитически связь между величинами составляющих вектора смещения по осям координат (U_x, U_y, U_z) и параметрами, характеризующими строение среды—прямая задача.

2. Найти способы вычисления по известным U_x, U_y, U_z параметров, определяющих пространственную ориентацию поверхности L —обратная задача.

В работе используется левовинтовая система координат с осью Z , направленной вертикально вверх. Принимается, что источник колебаний настолько удален от точки регистрации, что в достаточно большой окрестности последней фронт волны можно считать плоским. Его пространственное положение описывается углом наклона α и азимутом линии восстания (азимут на источник колебаний)— Ψ (фиг. 1).

Прямая задача

Решение прямой задачи осуществляется для случаев регистрации продольной и обменной волн во внутренней точке среды и на дневной поверхности. Рассмотрим вначале вариант продольная волна—внутренняя точка среды.

Введем дополнительную левовинтовую систему координат X', Y', Z' , имеющую общее начало с основной, и ось Z' направленную по нормали \bar{n}_L к поверхности раздела L в сторону распространения волны. Ось X' совпадает с линией пересечения поверхности L и лучевой плоскости N , ей перпендикулярной; угол между положительным направлением оси X' и направлением распространения волны—острый (фиг. 1). Заметим, что при падении продольной волны на поверхность L векторы смещения всех образующихся волн лежат в лучевой плоскости N .

В дополнительной системе координат составляющие вектора смещения продольной волны в верхней среде описываются формулами:

$$\begin{aligned} U_{px'} &= U_p \cdot \sin \alpha'', \\ U_{py'} &= 0, \\ U_{pz'} &= U_p \cdot \cos \alpha'', \end{aligned} \quad (1)$$

где U_p —модуль вектора смещения продольной волны в верхней среде; α'' —угол, образуемый вектором \bar{U}_p и осью Z' . Угол α'' связан с углом α' , образуемым направлением распространения волны в нижней толще (вектор \bar{n}_0) и осью Z' , законом Снеллиуса:

$$\sin \alpha'' = \frac{V_{1p}}{V_{2p}} \cdot \sin \alpha'. \quad (2)$$

Учитывая, что переход от дополнительной системы координат к главной осуществляется поворотом осей, и используя известные уравнения аналитической геометрии, получаем следующие выражения для компонент вектора смещения U_p по X, Y, Z :

$$\begin{aligned}
 U_{px} &= U_p (\sin \alpha'' \cdot \cos \beta_{x,x'} - a_1 \cdot \cos \alpha'') = U_p \cdot \cos \theta_{px}, \\
 U_{py} &= U_p (\sin \alpha'' \cdot \cos \beta_{y,x'} - a_2 \cdot \cos \alpha'') = U_p \cdot \cos \theta_{py}, \\
 U_{pz} &= U_p (\sin \alpha'' \cdot \cos \beta_{z,x'} + a_3 \cdot \cos \alpha'') = U_p \cdot \cos \theta_{pz},
 \end{aligned} \quad (3)$$

где θ_{px} , θ_{py} , θ_{pz} — углы, образуемые вектором смещения продольной волны в верхней толще и осями X , Y , Z ; $\beta_{x,x'}$, $\beta_{y,x'}$, $\beta_{z,x'}$ — углы между соответствующими осями основной и дополнительной систем координат;

$$\begin{aligned}
 a_1 &= \sin \varphi \cdot \cos \beta, \quad l = a_1 (a_3 \cdot \cos \alpha + a_2 \cdot \sin \alpha \cdot \sin \psi) - \sin \alpha \cdot \cos \psi (a_2^2 + a_3^2) \\
 a_2 &= \sin \varphi \cdot \sin \beta, \quad m = a_2 (a_3 \cdot \cos \alpha + a_1 \cdot \sin \alpha \cdot \cos \psi) - \sin \alpha \cdot \sin \psi (a_1^2 - a_3^2), \\
 a_3 &= \cos \varphi, \quad n = a_3 (a_2 \cdot \sin \alpha \cdot \sin \psi - a_1 \cdot \sin \alpha \cdot \cos \psi) + \cos \alpha (a_1^2 + a_2^2), \\
 \cos \beta_{x,x'} &= \frac{l}{d}, \quad d = \sqrt{l^2 + m^2 + n^2}, \\
 \cos \beta_{y,x'} &= \frac{m}{d}, \quad \cos \alpha' = \sin \alpha (a_1 \cos \psi + a_2 \cdot \sin \psi) + a_3 \cdot \cos \alpha, \\
 \cos \beta_{z,x'} &= \frac{n}{d}.
 \end{aligned} \quad (4)$$

Перейдем к варианту обменная волна—внутренняя точка среды. Направление вектора смещения в обменной волне определяется по следующему правилу (1). В системе координат типа X' , Y' , Z' вектор \bar{U}_{ps} лежит в плоскости X' , Z' и направлен так, что поворот на 90° вектора нормали к фронту волны, направленного в сторону распространения последнего, до совмещения с U_{ps} совершается в том же направлении, что и поворот оси X' на 90° до совмещения с осью Z' при оси Z' , направленной в сторону среды с большим значением скорости поперечных волн. Направления вращений противоположны, если ось Z' направлена в сторону среды с меньшим значением V_s . Последнее характерно для дополнительной системы координат, используемой при решении задачи.

На основании изложенного выше вполне очевидны уравнения, определяющие компоненты вектора \bar{U}_{ps} в дополнительной системе координат:

$$\begin{aligned}
 U_{s,x'} &= U_{ps} \cdot \cos \alpha_s', \\
 U_{s,y'} &= 0, \\
 U_{s,z'} &= -U_{ps} \cdot \sin \alpha_s'.
 \end{aligned} \quad (5)$$

Используя формулы (5), а также преобразования, подобные применявшимся при решении задачи о продольной волне, определим искомые величины в основной системе координат:

$$\begin{aligned}
 U_{s,x} &= U_{ps} (\cos \alpha_s' \cdot \cos \beta_{x,x'} + a_1 \cdot \sin \alpha_s') = U_{ps} \cdot \cos \theta_{s,x}, \\
 U_{s,y} &= U_{ps} (\cos \alpha_s' \cdot \cos \beta_{y,x'} + a_2 \cdot \sin \alpha_s') = U_{ps} \cdot \cos \theta_{s,y}, \\
 U_{s,z} &= U_{ps} (\cos \alpha_s' \cdot \cos \beta_{z,x'} - a_3 \cdot \sin \alpha_s') = U_{ps} \cdot \cos \theta_{s,z},
 \end{aligned} \quad (6)$$

где θ_{sx} , θ_{sy} , θ_{sz} — углы, образуемые вектором смещения обменной волны в верхней толще и осями X , Y , Z . Величины a_1 , a_2 , a_3 , $\cos\beta_{xx'}$, $\cos\beta_{yy'}$, $\cos\beta_{zz'}$ вычисляются по формулам (4), а угол α_s — по формуле (2) при замене V_{1p} на V_{1s} .

При определении векторов смещения продольной и поперечной волн, регистрируемых на дневной поверхности, необходимо учесть как падающие, так и вновь образующиеся отраженные волны. Для решения задачи о продольной волне, введем вторую дополнительную левовинтовую систему координат X_1 , Y_1 , Z_1 , имеющую общее начало с использовавшимися ранее. Ось Z_1 направим вертикально вверх. Ось X_1 совместим с линией пересечения поверхности наблюдения R и вертикальной плоскости, содержащей вектор U_p , направив ее так, чтобы она образовывала **острый** угол с вектором \bar{U}_p . В системе координат X_1 , Y_1 , Z_1 компоненты суммарного вектора смещения выражаются формулами (2):

$$\begin{aligned} U_{px_1} &= -\frac{V_{1p}}{V_{1s}} [q_p] \cdot U_p, \\ U_{py_1} &= 0, \\ U_{pz} &= \frac{V_{1p}}{V_{1s}} [W_p] \cdot U_p, \end{aligned} \quad (7)$$

где $[q_p]$ и $[W_p]$ — безразмерные коэффициенты конверсии, формулы которых приведены в работе [3]. Заметим, что знак в выражении для U_{pz} изменен, по сравнению с имеющим место в работе [2], т. к. в принятой системе координат ось Z_1 направлена вверх от свободной поверхности, а не вниз.

Для перехода от второй дополнительной системы координат к основной, необходимо найти только тригонометрические функции углов поворота оси X_1 относительно осей X и Y (β_{x_1x} , β_{x_1y}), так как $U_{py_1} = 0$, а оси Z и Z_1 совпадают. Учитывая методику построения системы координат X_1 , Y_1 , Z_1 , получаем:

$$\begin{aligned} \cos \beta_{x_1x} &= \frac{\cos \theta_{px}}{\sin \theta_{pz}}, \\ \cos \beta_{x_1y} &= \frac{\cos \theta_{py}}{\sin \theta_{pz}}, \end{aligned} \quad (8)$$

Зная $\cos \beta_{x_1x}$ и $\cos \beta_{x_1y}$, напишем выражение для компонент по осям X , Y , Z вектора смещения продольной волны, регистрируемой на дневной поверхности:

$$\begin{aligned} U_{px} &= -\frac{V_{1p}}{V_{1s}} \cdot [q_p] \cdot \frac{\cos \theta_{px}}{\sin \theta_{pz}} \cdot U_p, \\ U_{py} &= -\frac{V_{1p}}{V_{1s}} \cdot [q_p] \cdot \frac{\cos \theta_{py}}{\sin \theta_{pz}}, \\ U_{pz} &= \frac{V_{1p}}{V_{1s}} \cdot [W_p] \cdot U_p, \end{aligned} \quad (9)$$

Перейдем к рассмотрению случая регистрации на дневной поверхности обменной волны. В связи с тем, что формулы коэффициентов конверсии даются раздельно для волн SV и SH, прежде всего необходимо разложить вектор \overline{U}_{ps} (смещение во внутренней точке верхней толщи) на два: \overline{U}_{sv} и \overline{U}_{sh} . В дальнейшем используется как основная система координат, так и дополнительная X_2, Y_2, Z_2 , аналогичная системе координат X_1, Y_1, Z_1 , но при оси X_2 , совпадающей с линией пересечения поверхности наблюдения и вертикальной плоскости, содержащей нормаль к фронту волны PS в верхней толще.

Проекция вектора на ось Y_2 и плоскость X_2, Z_2 являются искомыми величинами U_{sh} и U_{sv} , которые равны:

$$U_{sv} = U_{ps} \cdot \cos V, \quad (10)$$

$$U_{sh} = U_{ps} \cdot \sin V,$$

где V — угол между вектором \overline{U}_{sv} и вектором \overline{U}_{ps} , равный углу между плоскостью (X_2, Z_2) и лучевой плоскостью волны PS в верхней толще.

Учитывая условия построения координатной системы X_2, Y_2, Z_2 найдем выражения для $\cos V$ и $\sin V$:

$$\cos V = \frac{C_2 \cdot \cos \theta'_{sx} - C_1 \cdot \cos \theta'_{sy}}{\sqrt{(\cos^2 \theta'_{sx} + \cos^2 \theta'_{sy})(C_1^2 + C_2^2 + C_3^2)}},$$

$$\sin V = \frac{\cos \theta'_{sy} \cdot \cos \theta'_{sx} - \cos \theta'_{sx} \cdot \cos \theta'_{sy}}{\sin \theta'_{sz}} \quad (11)$$

где

$$\begin{aligned} \cos \theta'_{sy} \cdot \cos \theta'_{sz} - \cos \theta'_{sy} \cdot \cos \theta'_{sz} &= C_1, \\ \cos \theta'_{sx} \cdot \cos \theta'_{sz} - \cos \theta'_{sx} \cdot \cos \theta'_{sz} &= C_2, \\ \cos \theta'_{sx} \cdot \cos \theta'_{sy} - \cos \theta'_{sx} \cdot \cos \theta'_{sy} &= C_3. \end{aligned} \quad (12)$$

Величины $\cos \theta'_{sx}, \cos \theta'_{sy}, \cos \theta'_{sz}$ определяются формулами [6]; выражения для $\cos \theta'_{sx}, \cos \theta'_{sy}, \cos \theta'_{sz}$ аналогичны имеющим место для $\cos \theta_{px}, \cos \theta_{py}, \cos \theta_{pz}$ (уравнения (3)), необходимо лишь $\cos x''$ заметить на $\cos x''$.

Учитывая формулы (10), запишем (2):

$$\begin{aligned} U_{sx_2} &= -[q_s] \cdot \cos V \cdot U_{ps}, \\ U_{sy_2} &= 2 \sin V \cdot U_{ps}, \\ U_{sz_2} &= [W_s] \cdot \cos V \cdot U_{ps}, \end{aligned} \quad (13)$$

где $[q_s]$ и $[W_s]$ — безразмерные коэффициенты конверсии, выражения для которых даны в работе [3]. Знак в правой части выражения для U_{sz} изменен на противоположный по сравнению с работой [2] по тем же причинам, что и в формулах [7].

Для того, чтобы перейти к основной системе координат, определим косинусы углов между осями X_2, Y_2, Z_2 и X, Y, Z ($\mu_{x_2x}, \mu_{x_2y}, \dots$). Из методики построения дополнительной координатной системы следует, что $\cos \mu_{x_2z} = \cos \mu_{y_2z} = 0$, $\cos \mu_{z_2z} = 1$ и

$$\begin{aligned}\cos \mu_{x_2x} &= \frac{\cos \theta'_{sx}}{\sin \theta_{sz}}, \\ \cos \mu_{x_2y} &= \frac{\cos \theta'_{xy}}{\sin \theta_{sz}}, \\ \cos \mu_{y_2x} &= -\frac{\cos \theta'_{yx}}{\sin \theta'_{sz}}, \\ \cos \mu_{y_2y} &= \frac{\cos \theta'_{sy}}{\sin \theta_{sz}}.\end{aligned}\quad (14)$$

Используя формулы (13) и (14), составим уравнения для компоненты вектора \overline{U}_{ps} по осям X, Y, Z при регистрации обменной волны на свободной поверхности:

$$U_{sx} = -\left([q_s] \cdot \cos V \cdot \frac{\cos \theta'_{sx}}{\sin \theta_{sz}} + 2 \sin V \cdot \frac{\cos \theta'_{sy}}{\sin \theta_{sz}} \right) \cdot U_{ps} = P_1 \cdot U_{ps}, \quad (15)$$

$$U_{sy} = -\left([q_s] \cdot \cos V \cdot \frac{\cos \theta'_{sy}}{\sin \theta_{sz}} - 2 \sin V \cdot \frac{\cos \theta'_{sx}}{\sin \theta_{sz}} \right) \cdot U_{ps} = P_2 \cdot U_{ps}.$$

$$U_{sz} = [W_s] \cdot \cos V \cdot U_{ps} = P_3 \cdot U_{ps}.$$

В отличие от всегда действительных коэффициентов конверсии для продольной волны величины $[q_s]$ и $[W_s]$ в случае $\theta_{sz} > \arcsin V$ будут комплексными; комплексными будут и P_1, P_2, P_3 . В условиях рассматриваемой задачи это возможно при больших значениях φ и α .

Найдем выражения для модулей и аргументов множителей P_1, P_2, P_3 . Введем следующие обозначения: $a = 2 \cos \theta'_{sz} (1 - 2 \sin^2 \theta'_{sz})$, $b = (1 - 2 \sin^2 \theta'_{sz})^2$, $C = 4 \cos \theta'_{sz} \cdot \sin^2 \theta'_{sz} \sqrt{1 - \sin^2 \theta'_{sz}}$. Тогда комплексные значения $[q_s]$ и $[W_s]$ запишутся в виде:

$$[q_s] = -\frac{a}{b + ci} = -\frac{ab - aci}{b^2 + c^2}, \quad (16)$$

$$[W_s] = -\frac{ci}{(b + ci) \cdot \sin \theta_{sz}} = \frac{c^2 + bci}{(b^2 + c^2) \sin \theta_{sz}},$$

где i — мнимая единица.

Поставим (16) в (15), произведем необходимые алгебраические действия, а затем определим модули и аргументы множителей P_1, P_2, P_3 :

$$\begin{aligned}
 |P_1| &= \sqrt{r_1^2 + r_2^2}, \quad \arg P_1 = \arctg \frac{r_2}{r_1} = \eta_1; \\
 |P_2| &= \sqrt{r_3^2 + r_4^2}, \quad \arg P_2 = \arctg \frac{r_4}{r_3} = \eta_3; \\
 |P_3| &= \sqrt{r_5^2 + r_6^2}, \quad \arg P_3 = \arctg \frac{r_6}{r_5} = \eta_5;
 \end{aligned} \tag{17}$$

где:

$$\begin{aligned}
 r_1 &= \frac{ab \cos V \cdot \cos \theta'_{sx}}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}} - 2 \sin V \frac{\cos \theta'_{sy}}{\sin \theta'_{sz}}, \\
 r_2 &= \frac{ac \cdot \cos V \cdot \cos \theta'_{sx}}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}}, \\
 r_3 &= \frac{ab \cos V \cdot \cos \theta'_{sy}}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}} + 2 \sin V \cdot \frac{\cos \theta'_{sx}}{\sin \theta'_{sz}}, \\
 r_4 &= \frac{ac \cdot \cos V \cdot \cos \theta'_{sy}}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}}, \\
 r_5 &= - \frac{c^2 \cdot \cos V}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}}, \\
 r_6 &= - \frac{bc \cdot \cos V}{(b^2 + c^2) \cdot \sin \theta'_{sz}}.
 \end{aligned} \tag{18}$$

Величина угла η_n рассчитывается на основании следующих соотношений: $0 \leq \eta_n \leq \frac{\pi}{2}$ при $r_n \geq 0, r_{n+1} \geq 0$; $\frac{\pi}{2} < \eta_n \leq \pi$ при $r_n < 0, r_{n+1} \geq 0$; $\pi < \eta_n \leq \frac{3\pi}{2}$ при $r_n \leq 0, r_{n+1} < 0$; $\frac{3\pi}{2} < \eta_n < 2\pi$ при $r_n > 0, r_{n+1} \leq 0$.

Модули величин P_1, P_2, P_3 характеризуют отношение амплитуд исходного колебания и его компонент по осям X, Y, Z , а аргументы—фазовый сдвиг между ними. Из формул (17), (18) видно, что вектор смещения точек дневной поверхности в случае падения на нее волны PS может иметь эллиптическую поляризацию.

В заключение отметим, что приведенное решение прямой задачи для двухслойной среды позволяет перейти к любому n -слойному разрезу. Учет влияния каждой из границ производится последовательно снизу вверх. Исходными данными для всех границ, кроме первой, при этом будут не величины α и β , а углы θ_{pz} и $\arctg \frac{\cos \theta_{py}}{\cos \theta_{px}}$ (продольная волна), либо θ_{sz} и $\arctg \frac{\cos \theta_{sy}}{\cos \theta_{sx}}$ (поперечная волна) \arctg . Для поперечной волны необходимо также учитывать различия в коэффициентах прохождения волн SV и SH . Влияние на соотношение компонент вектора сме-

шения промежуточной границы раздела прямо пропорционально скоростной дифференциации среды вблизи нее. Естественно поэтому ожидать, что наибольший эффект должен быть связан с зоной малых скоростей. Однако учитывая, что мощность ЗМС, как правило, невелика, а угол выхода волны определяется скоростью в толще мощностью порядка двух длин волн [4] влиянием ЭМС можно пренебречь при преобладающей частоте регистрируемых колебаний меньшей 4—5 гц.

Анализ результатов решения прямой задачи

Вычисление составляющих векторов смещения продольной и обменной волн (предполагается, что $U_p = 1$) по заданным параметрам среды производилось с использованием ЭВМ БЭСМ-4 [5].

Влияние параметров, описывающих строение среды и ориентацию фронта волны в нижней толще, на величину компонент векторов смещений в общих чертах может быть охарактеризовано следующим образом (фиг. 2, 3).

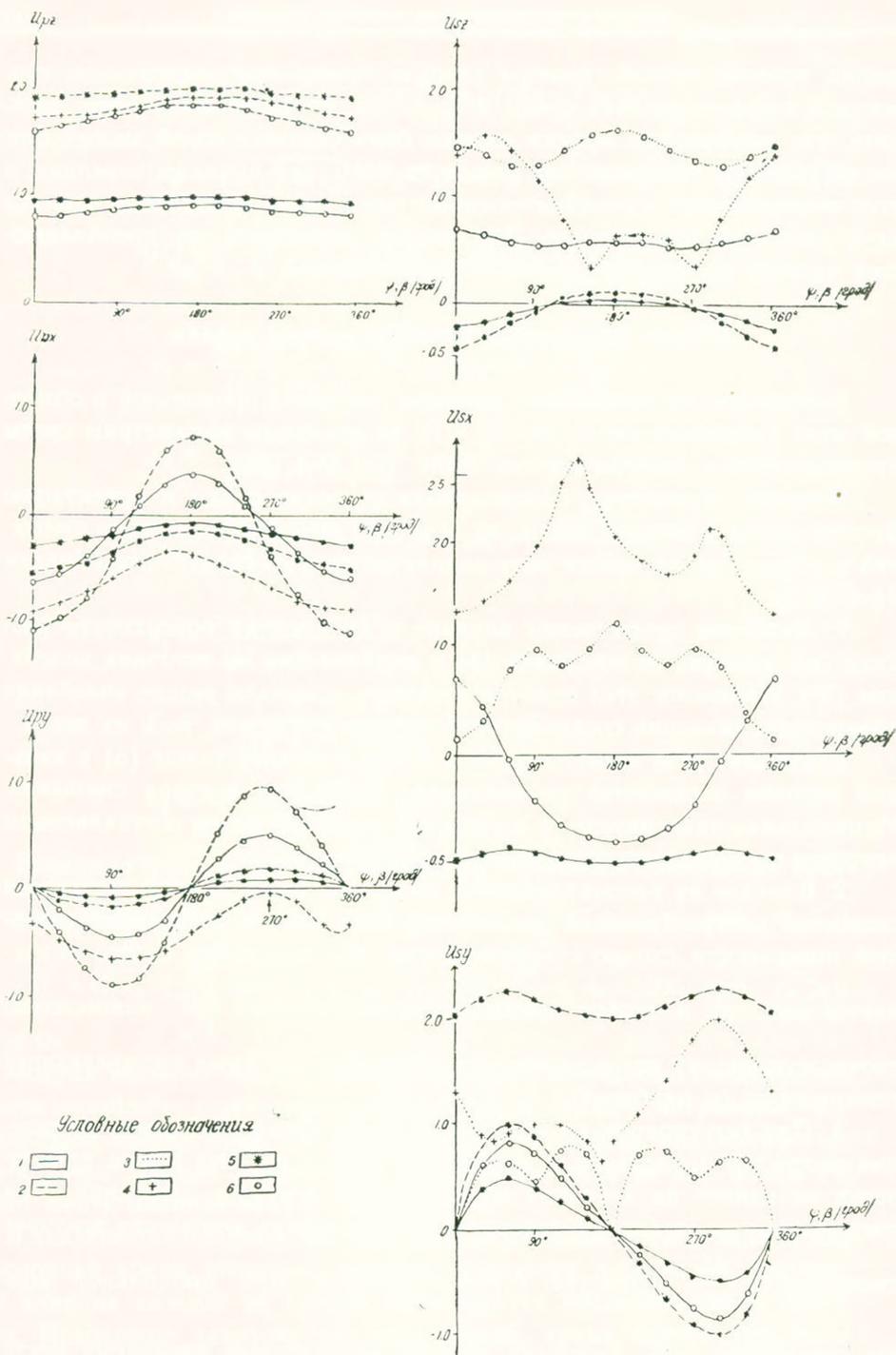
1. Наиболее существенно влияние угла наклона поверхности раздела (φ), азимута ее восстания (β) и направления на источник колебания (ψ). Изменение этих величин вызывает не только резкие колебания абсолютных значений составляющих вектора смещения, но и их знака.

Изменение угла наклона фронта волны в нижней толще (α) в меньшей степени отражается на величинах компонент вектора смещения. Минимальная зависимость от α присуща горизонтальным составляющим векторов смещения продольной и поперечной волн.

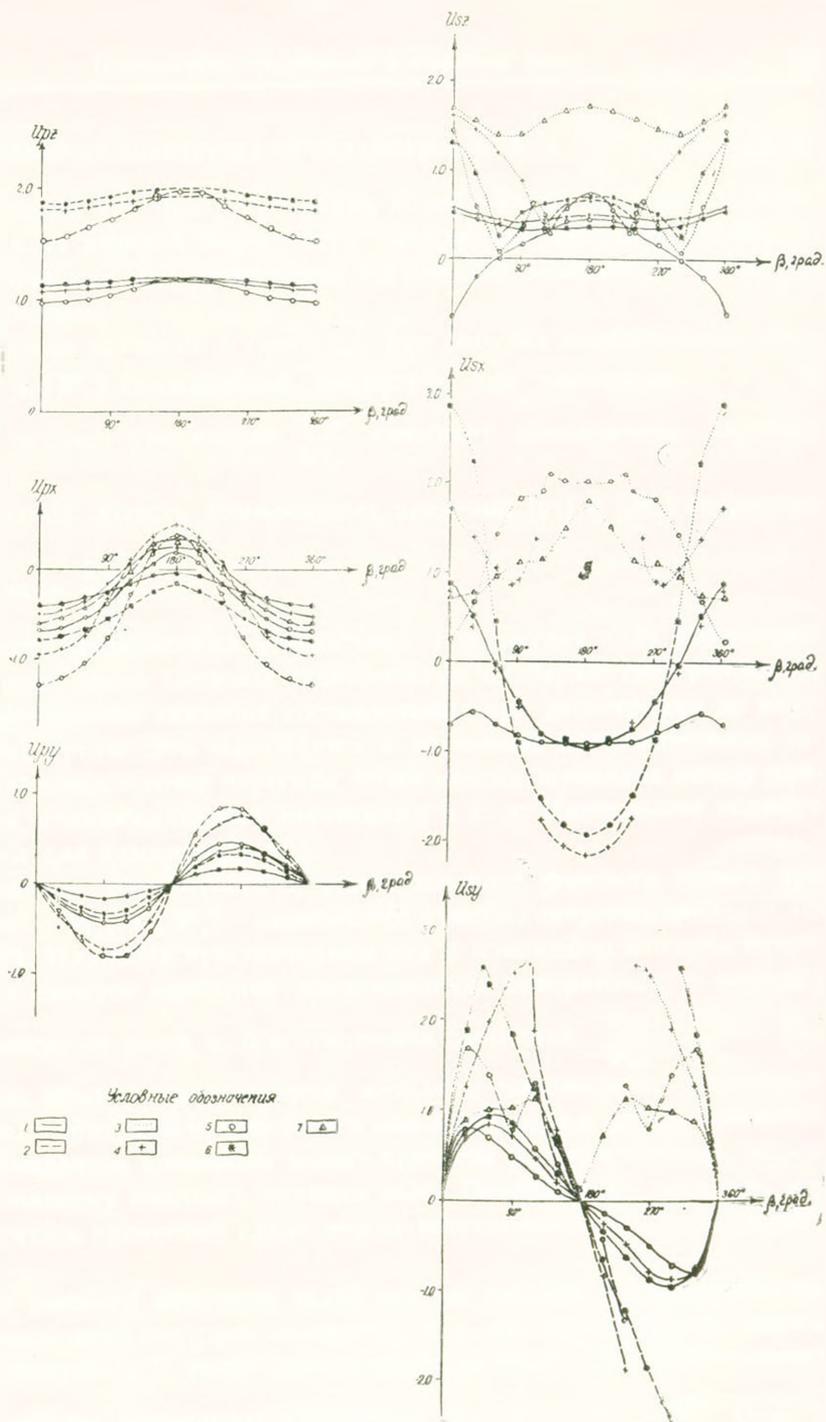
2. Влияние на рассматриваемые величины варьирования отношения скоростей распространения продольных волн ниже и выше преломляющей поверхности сходно с наблюдаемым при изменении α . Это объясняется тем, что в первом приближении увеличение $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$ равносильно соответствующему возрастанию угла наклона луча ниже преломляющей поверхности (и наоборот).

3. При регистрации во внутренней точке среды изменение отношения скоростей продольной и поперечной волн в верхней толще практически не влияет на величину составляющих векторов смещений. При регистрации на свободной поверхности зависимость компонент векторов смещений от $\frac{V_{1p}}{V_{1z}}$ возрастает с увеличением φ . Для продольной волны увеличение $\frac{V_{1p}}{V_{1z}}$ вызывает эффект, аналогичный имеющему место при возрастании отношения $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$. Для обменной волны наблюдается обратное соотношение.

4. Характер зависимости величины составляющих векторов смещения продольной и обменной волн (в последнем случае при действитель-



Фиг. 2. Зависимость величин U_{px} , U_{py} , U_{pz} , U_{sx} , U_{sy} , U_{sz} от параметров ψ , β , φ при регистрации колебаний во внутренней точке среды и на дневной поверхности ($\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$; $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$; $\alpha = 20^\circ$). 1. Регистрация во внутренней точке среды; 2 — регистрация на дневной поверхности; 3 — модули компонент смещения в случае комплексных коэффициентов конверсии; 4 — зависимость от ψ при $\beta = 30^\circ$, $\varphi = 40^\circ$; 5, 6 — зависимость от β при $\psi = 0^\circ$, $\varphi = 10^\circ$ и $\varphi = 50^\circ$.



Фиг. 3. Зависимость величин U_{px} , U_{py} , U_{pz} , U_{sx} , U_{sy} , U_{sz} от параметров α , $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ при регистрации колебаний во внутренней точке среды и на дневной поверхности ($\psi = 0^\circ$, $\varphi = 40^\circ$). 1. Регистрация во внутренней точке среды; 2 — регистрация на дневной поверхности; 3 — модули компонент смещения в случае комплексных коэффициентов конверсии, 4, 5 — зависимость от β при $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$, $\alpha = 20^\circ$ и $\alpha = 50^\circ$; 6 — зависимость от β при $\alpha = 20^\circ$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$ и $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,8$; 7 — зависимость от β при $\alpha = 20^\circ$, $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$ и $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 3,0$.

ных коэффициентах конверсии) от параметров φ , β , α , $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} \cdot \frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ практически одинаков как при регистрации колебаний во внутренней точке среды, так и на дневной поверхности. Абсолютные значения компонент векторов смещения при регистрации на дневной поверхности примерно в два раза больше.

5. Интервал значений β (либо φ), для которых коэффициенты конверсии $[q_s]$ и $[W_s]$ комплексные, возрастает при увеличении φ и α . В случае $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = \text{const}$ увеличение $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ вызывает аналогичное явление.

При $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = \text{const}$ область комплексных значений $[q_s]$ и $[M_s]$ возрастает с уменьшением $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$.

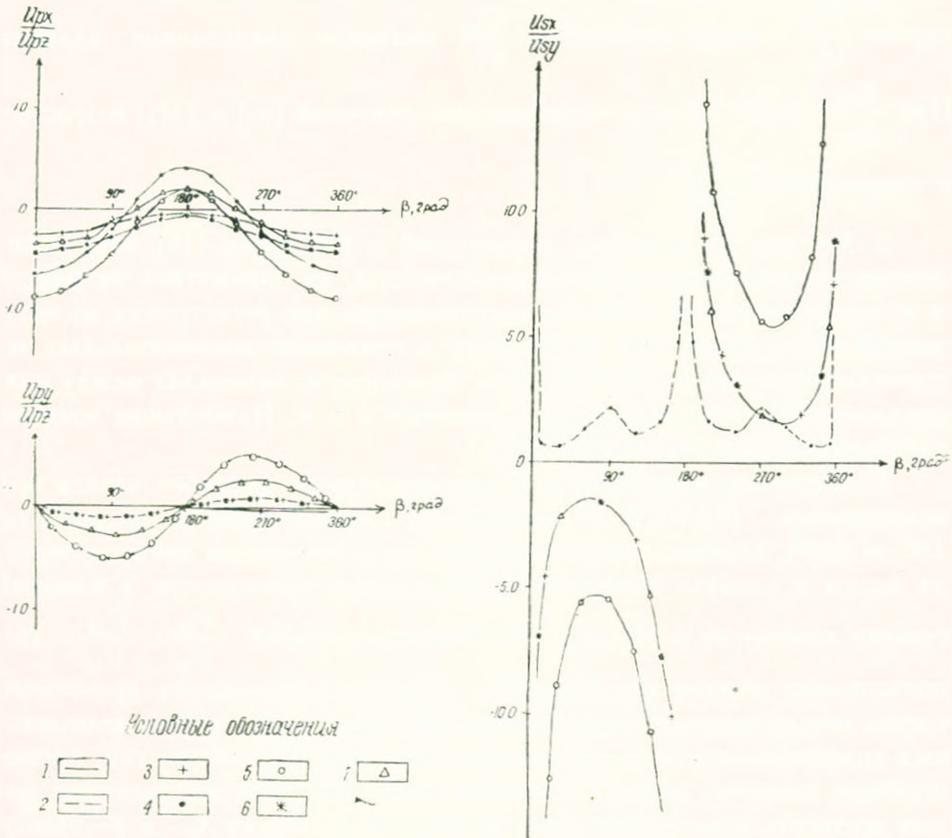
6. Модули комплексных множителей в формулах (15) характеризуются гораздо более сложной зависимостью от параметров разреза, α и φ , чем абсолютные значения составляющих при регистрации во внутренней точке среды. Это выражается в появлении дополнительных экстремальных точек и точек перегиба, более резких перепадах между максимальными и минимальными значениями и т. п. Наибольшее подобие наблюдается для компоненты U_{xy} .

7. Величины абсолютного и относительного¹ фазового сдвига при комплексных $[q_s]$ и $[W_s]$ колеблются в весьма широких пределах (от 180 до 340°). Наиболее чувствительны они к изменению азимута подхода волны и азимута восстания преломляющей поверхности, в меньшей степени зависят от углов φ , α и отношения скоростей $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$. Использование обычно практикуемой методики определения временного сдвига между приходом продольной и обменных волн в случае комплексных коэффициентов конверсии может привести к погрешностям, превышающим половину видимого периода волн. Подобной же величины может достигать и временной сдвиг между вступлениями X— и Y—компоненты.

8. При решении обратных задач особый интерес представляют отношения компонент векторов смещений, т. к. они не зависят от формы исходного импульса. С точки зрения интерпретации экспериментальных данных наиболее приемлемы следующие величины: $\frac{U_{px}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{py}}{U_{pz}}$ (U_{pz} — самая устойчивая из трех компонент продольной волны, не меняющая своего знака и не обращающаяся в нуль при любых параметрах среды)

¹ Здесь под абсолютным фазовым сдвигом понимается разность фаз между аналогичными компонентами при регистрации на дневной поверхности и во внутренней точке среды. Относительный фазовый сдвиг — разность фаз между y-и x-компонентами обменной волны, зарегистрированной на дневной поверхности.

и $\frac{U_{sx}}{U_{sy}}$ (практически весьма редко удается надежно выделить Z-составляющую обменной волны на фоне интенсивных продольных). На величину отношения компонент векторов смещений волн PP и PS и их знак преобладающее влияние оказывают геометрические параметры разреза, причем наибольшие колебания испытывают значения $\frac{U_{sx}}{U_{sy}}$ (фиг. 4). В зависимости от соотношения между азимутами распростра-



Фиг. 4. Зависимость величин $\frac{U_{px}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{py}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{sx}}{U_{sy}}$ от параметров β , φ , α , $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ при регистрации колебаний на дневной поверхности ($\psi = 0^\circ$). 1 — зависимость от β ; 2 — зависимость от β отношения модулей компонент смещений в случае комплексных коэффициентов конверсии; 3, 4 — зависимость от β при $\alpha = 20^\circ$, $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$, $\varphi = 10^\circ$ и $\varphi = 50^\circ$; 5 — зависимость от β при $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$; $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$, $\alpha = 50^\circ$; 6 — зависимость от β при $\alpha = 20^\circ$, $\alpha = 20^\circ$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$, $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,8$; 7 — зависимость от β при $\alpha = 20^\circ$, $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$, $\frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 3,0$; графики 5–7 для $\frac{U_{px}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{py}}{U_{pz}}$ получены при $\varphi = 40^\circ$, а для $\frac{U_{sx}}{U_{sy}}$ — при $\varphi = 10^\circ$,

нения фронта волны в нижней среде и линии восстания преломляющей поверхности величины $\frac{U_{py}}{U_{pz}}$, либо $\frac{U_{px}}{U_{pz}}$ мало чувствительны к изменению угла α . Степень зависимости исследуемых величин от отношения скоростей продольных и поперечных волн значительно ниже, чем от параметров β , φ , α и ψ . Изменение $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$ на $\pm 0,05$, а $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ на $\pm 0,1$ вызывает такие же приращения $\frac{U_{px}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{py}}{U_{pz}}$, $\frac{U_{sx}}{U_{sy}}$, как и изменения угла наклона преломляющей поверхности на $0,5-1,5^\circ$, при среднем его значении 10° , либо на $1-3^\circ$ при 40° .

Решение прямой задачи о поляризации продольных и обменных волн позволяет оценить изменение азимута распространения фронта волны после прохождения преломляющей поверхности. Результаты вычислений, проведенных по формулам (8), (14), показаны в таблицах 1 (продольные волны) и 2 (обменные волны), где ψ_1 —азимут распро-

Таблица 1

| $\psi = 0^\circ; \alpha = 20^\circ$ | | | | |
|-------------------------------------|-------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|
| β | $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,5$ | | $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,8$ | |
| | $\varphi = 10^\circ$ | $\varphi = 40^\circ$ | $\varphi = 10^\circ$ | $\varphi = 40^\circ$ |
| | ψ_1 | ψ_1 | ψ_1 | ψ_1 |
| 0 | 0 | 0° | 0 | 0 |
| 40 | 4° | 27° | 4 30 ^m | 12 |
| 80 | 26° | 56° | 9° | 27° |
| 100 | 30° | 76° | 6° | 34° |
| 140 | 25° | 60° | 8° | 46° |
| 180° | 0° | 0° | 0° | 0 |

странения фронта волны в верхней толще при начальном азимуте 0° . Как видно из таблиц, степень изменения азимута направления распространения продольной волны существенным образом зависит от соотношения скоростей V_{1p} и V_{2p} . При $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} \gg 0,8$, что свойственно скоростной дифференциации кристаллической толщи коры, отклонение от первоначального азимута не превышает φ . Величина φ_1 для обменной волны практически не зависит от $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$. Отклонение от первоначального азимута для обоих типов волн в значительной мере определяется углами β и φ , возрастающая с увеличением наклона преломляющей поверхности. В большин-

Таблица 2

$$\psi = 0, \quad \alpha = 20^\circ, \quad \frac{V_{1p}}{V_{1s}} = 2,0$$

| θ | $\frac{V_{1p}}{V_{2s}} = 0,5$ | | $\frac{V_{1p}}{V_{2p}} = 0,8$ | |
|----------|-------------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|
| | $\varphi = 10^\circ$ | $\varphi = 40^\circ$ | $\varphi = 10^\circ$ | $\varphi = 40^\circ$ |
| | ψ_1 | ψ_1 | ψ_1 | ψ_1 |
| 0° | 0° | 0 | 0 | 0° |
| 40° | -27° | 53°40 ^m | -28° | 52 |
| 80° | -27 | 74 30 ^m | -28 30 ^m | 71° |
| 100° | -24 30 ^m | -55 30 ^m | -24 30 ^m | -66 |
| 140° | -15 30 ^m | -20 30 ^m | 13 | -28°30 ^m |
| 180° | 0 | 0 | 0 | 0 |

стве случаев Ψ_1 для обменных и продольных волн характеризуются различными знаками, а их относительное смещение может превышать 130° .

Решение обратной задачи

Общая формулировка задачи: известны амплитуды составляющих векторов смещений продольной и обменной волн по осям X, Y, Z для одного или нескольких источников колебаний, характеризующихся различными азимутами; требуется вычислить параметры, определяющие строение исследуемой толщи и ориентацию фронта волны, регистрируемой на дневной поверхности. Выше было показано, что величины компонент векторов смещений зависят от ориентации преломляющей поверхности (углы φ, β), отношения скоростей продольных и поперечных волн $\left(\frac{V_{1p}}{V_{2p}} \cdot \frac{V_{1p}}{V_{1s}}\right)$, ориентации фронта волны в нижнем полупространстве (углы φ, α). Трехкомпонентная сейсмограмма позволяет получить три независимых уравнения, связывающих известные и искомые величины. Для определения всех неизвестных потребуется использование записей четырех источников колебаний, так как каждый из них характеризуется новыми значениями φ и α . Таким образом, в самом общем случае необходимо искать решение системы из двенадцати нелинейных уравнений. Теоретически это возможно; практически, когда в левых частях уравнений стоят данные, полученные в результате экспериментальных наблюдений, такая система, как правило, не решается. В связи с этим имеет смысл решать задачу для более ограниченного числа неизвестных (не более трех-четырех). При сейсмологических наблюдениях обычно из-

вестен азимут направления на источник (ψ). Помимо этого, по результатам других сейсмических методов достаточно надежно вычисляются отношения $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$ и $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$. Три остальных параметра (β , φ , α) определяются системой уравнений, которая записывается в следующем виде:

$$\begin{aligned} f_1 &= \frac{\cos \theta_{px}}{\sin \theta_{pz}} - \frac{U_{px}}{U_{pz}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0, \\ f_2 &= \frac{\cos \theta_{py}}{\sin \theta_{pz}} - \frac{U_{py}}{U_{pz}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0, \\ f_3 &= \frac{P_1}{P_2} - \frac{U_{sx}}{U_{sy}} = 0. \end{aligned} \quad (19)$$

При экспериментальных исследованиях нередки случаи, когда на сейсмограмме некоторые из составляющих волн PP или PS выделить по каким-либо причинам не удастся. В такой ситуации сведения о величинах α , φ , β могут быть получены путем решения систем уравнений, составленных по записям только продольных волн от двух источников колебаний, характеризующимися разными азимутами подхода (ψ_1 , ψ_2). В этом случае определяются четыре параметра φ , β , α_1 , α_2 , а система уравнений записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} f_1 &= \frac{\cos \theta_{p_1x}}{\sin \theta_{p_1z}} - \frac{U_{p_1x}}{U_{p_1z}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0; \\ f_2 &= \frac{\cos \theta_{p_2x}}{\sin \theta_{p_2z}} - \frac{U_{p_2x}}{U_{p_2z}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0; \\ f_3 &= \frac{\cos \theta_{p_1y}}{\sin \theta_{p_1z}} - \frac{U_{p_1y}}{U_{p_1z}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0; \\ f_4 &= \frac{\cos \theta_{p_2y}}{\sin \theta_{p_2z}} - \frac{U_{p_2y}}{U_{p_2z}} \cdot \frac{[q_p]}{[W_p]} = 0. \end{aligned} \quad (20)$$

Индексы 1, 2 при величинах U_{px} и т. д. обозначают номер источника колебаний.

Решение систем нелинейных трансцендентных уравнений может быть найдено одним из приближенных способов. При программировании задачи на ЭВМ был использован метод Ньютона [5]. Результаты опробования программы на многочисленных теоретических моделях строения среды позволили определить влияние различных факторов на сходимость процесса и точность получаемых решений.

1. Для весьма широкого класса моделей $5^\circ \leq \alpha \leq 40^\circ$; $5^\circ \leq \varphi \leq 35^\circ$; $0^\circ \leq \beta \leq 360^\circ$; $0,4 \leq \frac{V_{1p}}{V_{2p}} \leq 0,9$; $1,8 \leq \frac{V_{1p}}{V_{1s}} \leq 2,4$ (нормальная сходимость процесса Ньютона при решении уравнений) [19] и [20] имеет место в случае нулевого приближения $\varphi = 10^\circ$ и $\alpha = 20^\circ$. Сходимость процесса при

решении системы (20) практически не зависит от выбора нулевого приближения. Это объясняется тем, что функции f_1, f_2, f_3, f_4 непрерывны и дифференцируемы при любых значениях $\alpha, \beta, \varphi, \psi, \frac{V_{1p}}{V_{1s}}, \frac{V_{1p}}{V_{2p}}$. Ука-

занное обстоятельство позволяет использовать корни системы (20) в качестве нулевого приближения при решении уравнений (19).

2. Неточность определения азимута подхода волны мало влияет на сходимость процесса при решении системы (20). Уравнения же (19) в большинстве случаев не решаются при разнице ($\Delta\varphi$) между истинным значением азимута подхода волны и заданным в программу свыше 10—15°. Погрешности вычисления φ, α, β растут с увеличением $\Delta\varphi$, для $\Delta\varphi < 10^\circ$ они не превышают 20%.

3. Погрешности в определении $\frac{V_{1p}}{V_{2p}}$ и $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ весьма мало влияют на точность вычисления φ и α : даже при ошибках, достигающих 30%, получаемая точность искоемых параметров составляет $\pm 10\%$. Более существенны искажения значений β при использовании системы уравнений (19), когда погрешность может превышать 30°. В общем же можно отметить, что для обычной точности определения скоростных параметров (погрешности вычисления $\frac{V_{1p}}{V_{1s}}, \frac{V_{1p}}{V_{2p}}$ порядка 1(0%) отклонения значений α, β, φ , найденных по формулам (19), (20), от истинных будут ничтожно малы.

4. Точность вычисления значений α, β, φ путем решения системы уравнений (20) падает с увеличением различия ($\Delta\alpha$) между углами наклона фронта волны в нижней среде для первого (α_1) и второго (α_2) источников колебаний. При $\Delta\alpha < 10^\circ$ ошибка в вычислениях β и φ не превышает 2—4°. Абсолютные значения $\Delta\varphi$ мало зависят от величины угла наклона преломляющей поверхности (несколько уменьшаются с увеличением φ), а абсолютные значения $\Delta\beta$ быстро падают с возрастанием φ (при $\varphi = 40^\circ$ и $\Delta\alpha = 15^\circ$ они не превышают 2°). Таким образом система уравнений (20) наиболее эффективна в условиях больших углов наклона преломляющей поверхности.

5. Вычисление параметров разреза по записям двух источников колебаний осложняется, когда вблизи пункта регистрации преломляющая поверхность не плоская, т. е. φ и β зависят от азимута на источник. Все искоемые величины при этом определяются с погрешностями, которые максимальны для β . Фиктивные значения β наиболее резко уменьшаются, либо увеличиваются при изменении азимута на один из источников колебания, записи которого используются при решении уравнения (20). Последнее может служить признаком сложного строения рельефа исследуемой поверхности.

6. На точность определения величин φ, α, β в значительной степени влияет точность определения амплитуд волн, снимаемых с сейсмограмм. Погрешности вычисления искоемых параметров примерно равны ошибкам

определения отношения амплитуд. Поэтому при решении обратных динамических задач особенно остро встает вопрос об усовершенствовании динамической калибровки каналов сейсмической аппаратуры.

Определение параметров разреза по экспериментальным данным

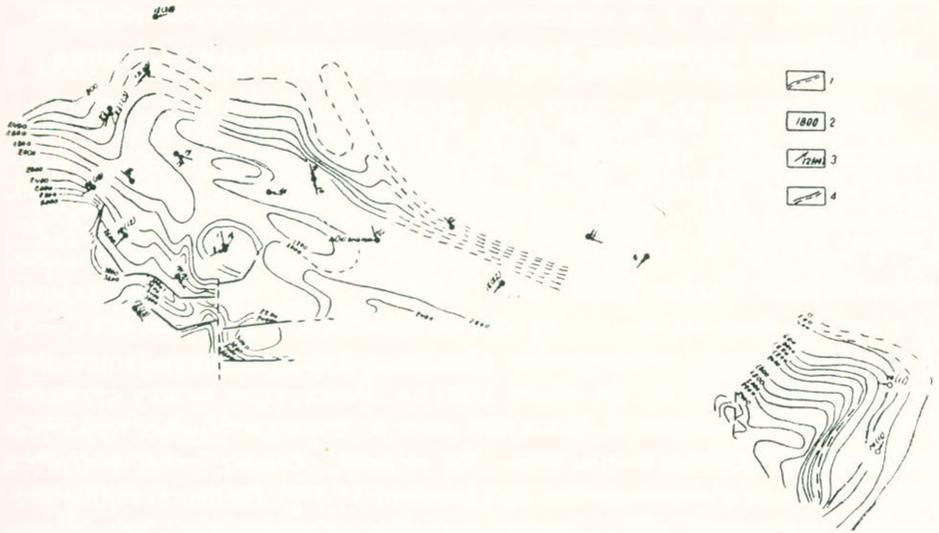
Решение обратной задачи дало возможность использовать данные экспериментальных наблюдений для определения геометрических параметров разреза. Обрабатывались сейсмограммы далеких землетрясений, зарегистрированных с помощью станций «Земля» на территории Армении. В качестве приемников сейсмических колебаний использовались низкочастотные сейсмографы типа ВЭПНК ($i=1$ гц)—вертикальный (Z) и два горизонтальные (X, Y), ориентированные в направлении С—Ю и З—В. Наблюдения со станциями «Земля» в Армении велись по профилям общей протяженностью около 1200 км. Расстояние между станциями в среднем, равнялось 5—6 км. На записях горизонтальных приборов выделяются обменные волны типа PS , первой, обычно, регистрируется волна, связанная с поверхностью фундамента ($PS_{\text{ф}}$). По амплитудам продольной и обменной волны определялось пространственное положение поверхности кристаллического основания. Обработка экспериментального материала проводилась на ЭВМ БЭСМ-4 [5]. В том случае, если на сейсмограмме можно было выделить три составляющие продольной волны (X, Y, Z) и две составляющие обменной волны (X, Y) использовалась программа, составленная для одного источника колебаний (I способ). Если же обменная волна выделялась лишь на одной горизонтальной составляющей или не выделялась совсем, вычисления производились по программе, составленной для двух источников колебаний, использовавшей только составляющие продольных волн (II способ).

Исходными данными для вычисления на ЭВМ являлись: амплитуды волны P на Z, X, Y и волн PS на X, Y компонентах, скорости продольных волн выше и ниже границы обмена (V_{1p} и V_{2p}) отношение скоростей $K = \frac{V_{1p}}{V_{1s}}$ в вышележащей толще, азимут на источник колебаний— ψ .

Вычисленные значения углов φ изменяются в весьма широких пределах: от 1—2° до 50—60°; для большей части точек наблюдения они не превышают 10—20°. Точки регистрации, для которых определены углы наклона границы обмена, превышающие 30—40°, в большинстве случаев, совпадают с зонами крупных тектонических нарушений, выделяемых по совокупности геологических и геофизических данных.

Точность проведенных определений углов наклона поверхности кристаллического основания и азимутов его падения была оценена путем сравнения со структурной схемой, построенной в 1970 г. для Октемберянской площади Л. М. Найдисом и А. Н. Авакяном (фиг. 5) по материалам КМПВ. В целом отмечается хорошее совпадение как направлений восстания поверхности фундамента, так и величин углов наклона. Для большей части точек наблюдения при обработке землетрясений из разных

азимуты получены достаточно близкие величины φ и β . Однако для некоторых пунктов определяемые параметры зависят от направления под-



Фиг. 5. Схема рельефа поверхности фундамента (по данным Л. М. Найдиса и А. И. Авакяна, 1970 г.). 1—изогинсы поверхности фундамента по данным КМПВ; 2—абсолютные отметки фундамента; 3—направление восстания и угол наклона поверхности фундамента, определенные по данным о поляризации волн; цифра в скобках—наклон фундамента по данным КМПВ, 4—линии нарушения, трассируемые и предполагаемые.

хода волны. Точки, для которых получены такие значения, расположены, как правило, на участках более сложного строения кровли фундамента: в зонах узких прогибов, сводов, структур и т. д.

ВНИИ Геофизика

Поступила 10.X.1973.

Գ. Վ. ԵԳՈՐԿԻՆԱ, Ա. Վ. ԵԳՈՐԿԻՆ

ԵՐԿԱՅՆԱՍԻ ԵՎ ՓՈՆԱՆԱԿՎՈՂ ԱՎԻՔՆԵՐԻ ԲԵՎԵՌԱՑՈՒՄԸ ԳԵՏԱՐԿՄԱՆ
ՀՈՐԻՉՈՆԱԿԱՆ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹԻ ՎՐԱ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Միջավայրի ներքին կետում և սպաս մակերևույթի վրա պրանցվող հարթ թափանցող երկայնակի և փոխանակվող ալիքների համար ստացված են բանաձևեր, որոնք բնորոշում են կոսրդինատների ուղղանկյուն սիստեմի առանցքներով շեղման վեկտորի բաղադրիչների մեծության կախվածությունն այն պարամետրերից (երկրաշարժային ալիքների արագությունները և բաժանման սահմանի դիրքորոշումը), որոնք բնութագրում են միջավայրի կառուցվածքը և ալիքի ճակատի դիրքորոշումը:

Առաջարկված են հակադարձ խնդրի լուծման եղանակները՝ վերը բերված պարամետրերի հաշվումը շեղման վեկտորի հայտնի բաղադրիչներով: Ուղիղ

և հակադարձ խնդիրների լուծումը էՉՄ միջոցով թույլ է ավելի գնահատելու տարբեր գործոնների ազդեցությունը շեղման փեկատրի բաղադրիչների մեծության վրա:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Петрашень Г. И.* Элементы динамической теории распространения сейсмических волн. В сб. III, «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн». Изд-во ЛГУ, Л., 1959
2. *Алексеев А. С., Гельцинский Б. Я.* О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела. В сб. III «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн». Изд-во ЛГУ, Л., 1959.
3. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн, II. Изд-во ЛГУ, Л., 1957
4. *Иванова Т. Г.* Об использовании частотного сейсмического зондирования для изучения верхней части разреза. Известия АН СССР, серия геофиз., № 2, 1960.
5. *Егоркина Г. В.* Определение параметров двухслойного разреза по поляризации сейсмических волн. Библиотека программ для обработки геофизических данных на ЭВМ. Ротапринт ВНИИГеофизики, М., 1973.

УДК 550.385.26

Ш. Г. АКОПЯН, Л. А. АХВЕРДЯН

СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ И ИХ ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПО ДАННЫМ МАГНИТНОЙ СТАНЦИИ «ГЯРД» (АРМЯНСКАЯ ССР)

Переменное магнитное поле можно представить суммой ряда периодических и непериодических изменений его, вызываемых различными причинами, обусловленными процессами, происходящими как внутри, так и вне Земли.

Переменное магнитное поле Земли является геометрической разностью между наблюдаемой величиной напряженности магнитного поля и средним его значением за какой-либо длительный промежуток времени—месяц, год. Эта разность меняется в разные дни по-разному. Иногда изменения происходят плавно, подчиняясь определенной закономерности, иногда же они имеют беспорядочный характер, когда периоды, амплитуды и фазы непрерывно меняют свое значение [1]. В первом случае изменения или вариации называются спокойными или невозмущенными, а во втором—возмущенными.

Наши знания о переменном магнитном поле расширились, особенно в последние годы, после запусков космических спутников: «Электрон—4», «Эксплорер—26», «Космос—26», «Алуэтт—2», «NMP—2» [2].

Одним из типов вариации переменного геомагнитного поля являются солнечно-суточные вариации.

Впервые регистрации элементов переменного магнитного поля в Армении были начаты с августа 1968 г. нами на Зангезурском динамическом полигоне, связанном с Зангезурским землетрясением 1968 г. Для регистрации элементов на магнитной станции «Гярд» были установлены ИЗМИРАН-4 и Т-варнометр. Одновременно для абсолютных измерений геомагнитного поля были использованы протонные магнитометры ПМ-5, кварцевый магнитометр М-15. Так как регистрация в период 1968—69 гг. была с перерывами и не могла отразить полную картину суточных ходов элементов магнитного поля, то в настоящей работе мы остановились на данных 1970 года.

Цены деления установок на 1970 г. в среднем составили:

$$\varepsilon_H = 0,8 \text{ мин/мм}, \quad \varepsilon_H = 2,8 \text{ гамм/мм.}$$

$$\varepsilon_Z = 2,9 \text{ гамм/мм}, \quad \varepsilon_T = 1,4 \text{ гамм/мм.}$$

Выбранная чувствительность обеспечивала достаточно большой размах записи суточного хода составляющих поля в течение года. С целью исключения случайных ошибок, определение средних значений цен деления установок производилось за длительные сроки, что позволило снизить погрешность определения цен деления до 1—1,5%.

Сравнение лент параллельных установок (маг. ст. «Кафан») показало, что идентичность является достаточно хорошей. Расхождение между синхронно записанными кривыми вариации поля не выходило за пределы погрешностей записи.

Для получения средней картины изменений магнитных элементов в течение суток производили вычисления средних суточных ходов по всем—спокойным и возмущенным дням.

Обработка суточных вариаций заключалась в следующих операциях:

1. Нахождение значений среднечасовых ординат суточного хода каждого элемента поля в *мм*.

2. Перевод (путем умножения на цены деления установок) среднечасовых ординат, выраженных в *мм*, в абсолютные единицы (*гаммы*)

3. Нахождение суточного хода каждого элемента поля как разности между среднечасовыми и среднесуточными значениями. Ординаты снимались визуальным способом с помощью палетки.

Вычисление суточных ходов «по всем» дням производили по среднечасовым значениям одного и того же часа каждых суток для всех дней месяца, а по спокойным и возмущенным дням—по среднечасовым значениям одного и того же часа каждых суток из 5 международных спокойных и 5 международных возмущенных дней.

Выделение временных вариаций проводилось по общезвестной методике. Помимо суточных ходов для каждого месяца выведены средние суточные хода за год и для сезонов: зима, равноденствие и лето.

Результаты обработки магнитограмм по станции «Гярд» приведены на графиках и в таблице 1.

Как видно из фиг. 1, вертикальная составляющая ΔZ имеет минимум в 11 часов и максимум в 6 и 18—19 часов местного времени. Амплитуда вариации в летний период достигла 12 *гамм*, в зимний—6—8 *гамм*.

Вариации ΔZ по спокойным дням сходны с вариациями ΔZ по возмущенным дням, изменялась лишь амплитуда с 12 *гамм* до 16 *гамм* (летние данные). Характер записи не менялся в течение года.

В суточном ходе горизонтальной составляющей ΔH наблюдается минимум в предполуденные часы и в 19—20 часов местного времени.

Амплитуда летних вариаций ΔH по спокойным дням достигает 20 *гамм*, зимой же соответствующие вариации значительно меньше. Суточные вариации ΔH по возмущенным дням заметно отличаются от вариаций по спокойным дням (фиг. 2).

Суточные вариации полной напряженности ΔT имеют большое сходство с суточными вариациями ΔZ -компоненты и имеют форму простой волны с уменьшением в околополуденные часы. Максимального значения поле достигает летом—18 *гамм*, а минимального зимой—6 *гамм*.

После того, как мы имеем значения суточных ходов ΔZ , ΔH , ΔD , ΔT , легко перейти к вычислению суточного хода северной составляющей ΔX , восточной составляющей ΔY , наклона ΔI .

Пользуясь формулами:

Таблица 1

Суточный ход ΔD станции Гярд по всем дням

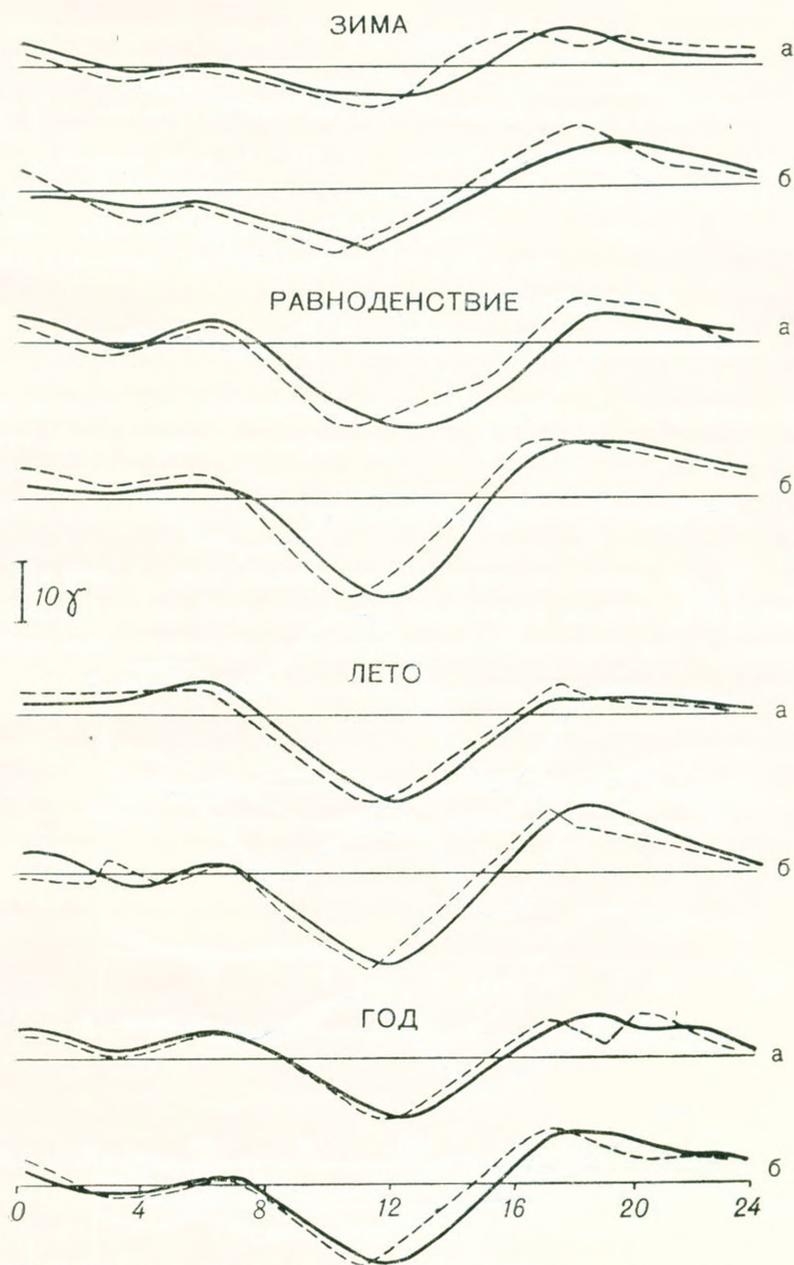
| Время моск. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Зима | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,2 | 0 | 0 | 0,1 | 0,7 | 0,7 | 1,2 | 0,6 | -0,5 | -1,2 | -1,2 | -0,6 | -0,2 | -0,1 | -0,1 | 0 | 0,2 | 0,2 | 0,5 | 0,7 | 0,6 |
| Равноденствие | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 1,5 | — | 3,7 | 3,0 | 0,2 | -1,2 | -3,0 | -3,5 | -3,1 | -2,0 | -1,0 | -0,4 | -0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,5 | 0,7 | 0,6 |
| Лето | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,9 | 1,7 | 2,4 | 3,0 | 2,4 | 1,1 | -0,5 | -1,9 | -2,6 | -2,9 | -2,6 | -1,6 | -0,7 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| Год | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,7 | 1,4 | — | 2,2 | 1,7 | 0,5 | -1,2 | -2,2 | -2,5 | -2,1 | -1,4 | -0,6 | -0,1 | 0 | 0,1 | 0,2 | 0,5 | 0,6 | 0,5 |

Суточный ход ΔD станции Гярд по спокойным дням

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|
| Зима | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,7 | 0,1 | 0,6 | -0,5 | -1,4 | -1,4 | -0,7 | -0,2 | -0,2 | -0,2 | -0,2 | -0,1 | 0 | 0,1 | 0,2 | 0,2 |
| Равноденствие | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,6 | 1,7 | 2,6 | 4,0 | 3,6 | 1,5 | -1,1 | -3,0 | -4,0 | -3,5 | -2,1 | -1,0 | -0,4 | 0,4 | -0,2 | 0 | 0,2 | 0,2 | 0,5 |
| Лето | 0,4 | 0,4 | 0,6 | 0,6 | 1,0 | 2,0 | 2,6 | 5,0 | 3,0 | 1,5 | -0,1 | -1,5 | -0,2 | -3,0 | -2,7 | -2,0 | -1,0 | -0,2 | 0 | -0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,2 |
| Год | 0,2 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,4 | 0,9 | 1,5 | 2,5 | 2,7 | 2,1 | 0,6 | -1,1 | -2,5 | -2,7 | -2,4 | -1,5 | -0,7 | -0,4 | -0,2 | -0,1 | 0 | 0,1 | 0,2 | 0,4 |

Суточный ход ΔD станции Гярд по возмущенным дням

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Зима | 0,4 | 0,5 | 0,2 | -0,1 | -0,6 | -0,7 | -0,6 | -0,2 | 0,5 | 0,9 | 0,5 | -0,7 | -1,5 | -1,5 | -0,9 | -0,5 | -0,1 | -0,1 | 0,2 | 0,7 | 0,9 | 1,1 | 1,1 | 0,6 |
| Равноденствие | 1,0 | 1,1 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 1,5 | 2,5 | 3,0 | 2,4 | 1,0 | -1,1 | -2,6 | -3,1 | -2,7 | -1,7 | -1,1 | 0 | 0,2 | 1,0 | 1,2 | 1,6 | 1,7 | 1,4 |
| Лето | 0,2 | 0,5 | 0,7 | 1,0 | 1,0 | 2,4 | 3,0 | — | 2,2 | 1,1 | -0,2 | -2,1 | -3,1 | -3,2 | -3,0 | -2,0 | -0,5 | 0,7 | 0,9 | 0,7 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,5 |
| Год | 0,5 | 0,7 | 0,6 | 0,6 | 0,4 | 0,7 | 1,2 | 0,5 | 2,1 | 1,5 | 0,4 | -1,4 | -2,4 | -2,6 | -2,1 | -1,4 | -0,5 | 0,2 | 0,4 | 0,9 | 1,0 | 1,1 | 1,1 | 0,9 |



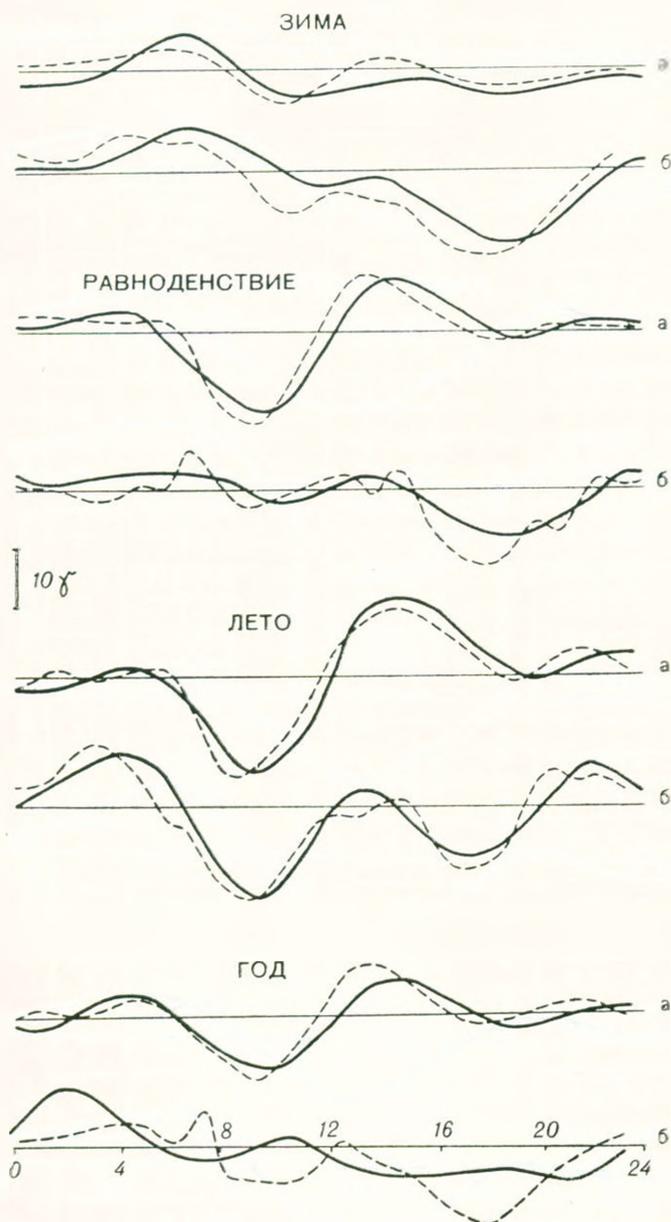
Фиг. 1. Составляющая ΔZ по спокойным (а) и возмущенным (б) дням за 1970 год.

$$\Delta X = A\Delta H - B\Delta D$$

$$\Delta Y = C\Delta H - E\Delta D$$

$$\Delta I = F\Delta Z + G\Delta H$$

и значениями абсолютных измерений на станции „Гярд“, где: $T_0 = 47620 \gamma$, $H_0 = 26760 \gamma$, $Z_0 = 40200 \gamma$, $D = 4^\circ 30'$, $I = 58^\circ 21'$, с помощью применения таблиц логарифмов, определили коэффициенты



Фиг. 2 Составляющая ΔH по спокойным (а) и возмущенным (б) дням за 1970 год. A, B, C, E, F, G, K и L , которые являются постоянными для одного года (1970 г.):

$$\begin{array}{llll}
 A = 0,996 & B = 0,63 & C = 0,786 & E = 7,68 \\
 F = 0,1038 & G = 0,0574 & K = 0,561 & L = 0,844.
 \end{array}$$

Как известно, суточные хода можно представить в виде гармонического колебания [3]:

$$\Delta A = C \sin \frac{2\pi}{T} t$$

где: C — амплитуда колебаний; T — солнечные сутки; t — время.

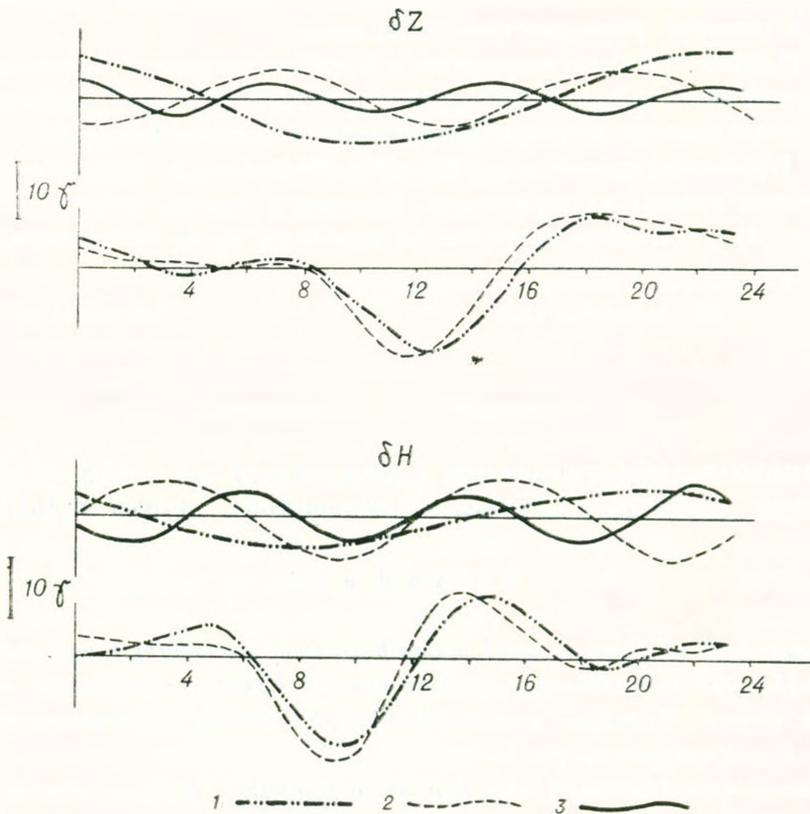
Суточные хода ΔD , ΔH , ΔZ подвергли гармоническому анализу, т. е. их разлагали в ряд Фурье. При разложении в ряд Фурье выражение суточного хода как периодической зависимости с периодом заменяют тригонометрической суммой (считая $T = \pm 2\pi$) или

$$\sum_1 [C_n \sin (nt + \alpha_n)],$$

где: a_n и b_n — коэффициенты Фурье. Амплитуда C_n и фазовый угол α_n могут быть выражены через a_n и b_n формулами:

$$C_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}; \quad \operatorname{tg} \alpha_n = \frac{a_n}{b_n}.$$

На фиг. 3 представлены кривые суточных ходов ΔZ , ΔH с гармоническим анализом. Как видно, мы принимали во внимание члены только первых трех гармоник, т. е. разложение проводили для n , равных 1, 2, 3,



Фиг. 3. Суточный ход ΔZ по всем дням с гармоническим анализом: 1—первая гармоника, 2—вторая гармоника, 3—третья гармоника.

так как амплитуды более высоких гармоник оказались незначительными. Было исследовано распределение значений амплитуд гармоник в течение всего года.

Распределение амплитуд первой гармоники у всех компонент может быть аппроксимировано синусоидальным законом с минимумом в период зимнего и максимумом в период летнего солнцестояния.

Указанные закономерности распределения амплитуд основных гармоник суточных вариаций свидетельствуют о наличии регулярного характера их изменений в течение года.

При рассмотрении суточных ходов по возмущенным дням, наблюдается разброс амплитуд, который объясняется сильной возмущенностью поля и связан с неоднородной структурой и особенностями динамических процессов в верхней атмосфере за сутки.

При сопоставлении кривых суммы трех гармоник с исходным наблюдаются смещения во времени примерно на час, это наглядно особенно на суточных ходах по спокойным дням.

Вышесказанное позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Впервые на территории Армении получены кривые суточных ходов элементов геомагнитного поля и проведен их гармонический анализ, получена величина переменного геомагнитного поля за период 1970 года по сезонам: равноденствие, лето, зима.

2. Подобные работы проводятся в Армении впервые и могут служить привязкой (основой) при дальнейших магнитометрических работах, одновременно основой для изучения суточных и вековых вариаций.

3. Производственные и научно-исследовательские организации, выполнявшие съемки на территории Армении в период работы станции «Гярд», могут вводить поправки за вариации по ее магнитограммам.

Է ինստիտուտի գեոֆիզիկայի և ինժեներային սեյսմոլոգիայի

ԱՊ Արմյանսկի ԵՄՐ

Ստացվել է 25. X. 1977.

Յ. Գ. ԱՐՅՈՒՅԱՆ, Լ. Ա. ԱՎԵՐԿՅԱՆ

ԱՐԵՎԱԿԱՆԱՅԻՆ ՔՍԱՆՉՈՐՍԺԱՄՅԱ ՎԱՐԻԱՅԻԱՆՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՀԱՐՄՈՆԻԿ
ԱՆԱԼԻԶԸ ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՈՇ «ԳՅԱՐԳ» ՄԱԳՆԵՍՈԱԿԱՆ ԿԱՅԱՆԻ ՏՎՅԱԼՆԵՐՈՎ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ տարածքում առաջին անգամ կատարվել է արեգակնային վարիացիաների ուսումնասիրում: Ստացված է երկրի փոփոխական մագնիսական դաշտի 24-ժամյա փոփոխությունների բնթացքը՝ հանդիստ, փոթորկալից և սովորական օրերի համար:

Կատարված հարմոնիկ անալիզը ցույց է տալիս, որ 3-րդ հարմոնիկան բավարար է կորի ապրոքսիմացիայի համար:

Ստացված տվյալները հիմք են հանդիսանում ուսումնասիրելու օրական, տարեկան և դարավոր վարիացիաները Հայաստանում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Справочник по переменному магнитному полю СССР. Л., 1945.
2. Шевнин А. Д. Использование результатов наблюдений магнитных обсерваторий для решения задач переменного магнитного поля Земли. М., 1971.
3. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Ч. 1. Л., 1967.

УДК 550.371.2

С. Ю. БАЛАСАНЯН

КЛАССИФИКАЦИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ НА ИНЖЕНЕРНО- ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ

Метод естественного электрического поля имеет весьма широкое применение в геолого-геофизической практике, особенно в рудной геофизике и при промыслово-геофизических работах. Это обусловлено, с одной стороны, повсеместным проявлением естественных электрических полей, а с другой—сравнительной дешевизной и экспрессностью метода.

Однако следует отметить, что в качестве ведущего в комплексе геофизических методов на инженерно-гидрогеологических объектах он применяется весьма редко и, как правило, играет роль дополнительного. Подобное положение, на наш взгляд, объясняется, во-первых, недостаточной теоретической изученностью природы естественных электрических полей, во-вторых, недостаточно совершенной методикой наблюдения, обработки и интерпретации в методе ЕП.

На инженерно-гидрогеологических объектах контакты горных пород, водоносных пластов, минерализованных вод и т. д. (в дальнейшем будем называть все перечисленные объекты—«средами»), являются причиной возникновения локальных естественных электрических полей, электрохимической природы.

Действительно, наличие любого контакта двух «сред» вызывает одновременно диффузию и адсорбцию ионов (если в контакте участвует горная порода), что приводит к образованию устойчивого двойного электрического слоя. В зависимости от того, какую структуру имеет последний наблюдается соответствующая картина распределения естественного электрического поля. Для более образного представления характера двойного электрического слоя, мы предлагаем в дальнейшем пользоваться такими понятиями как «статический» и «динамический» контакт.

Исходя из того, что двойной электрический слой состоит из двух частей—адсорбционной и диффузионной, термин «динамический» контакт целесообразно применять в том случае, если происходит «принудительное» смещение диффузионной части двойного электрического слоя относительно адсорбционной: под действием перепада давлений (электрофильтрационные поля), или перепада температур (термокапиллярные поля), между концами одиночного капилляра. Если подобного смещения нет, то такой контакт можно принять за «статический» (диффузионные и диффузионно-адсорбционные поля).

Следуя сказанному, при изучении распределения поля в областях с «динамическим» контактом, максимальное изменение (градиент) по-

тенциала должно наблюдаться вдоль контакта, а в областях со «статическим» контактом—вкрест простирацию контакта. Это положение является важным диагностическим признаком для определения типа объекта, которым обусловлена преимущественная модификация естественного электрического поля.

Всею предысторией вопроса возникновения и проявления естественных электрических полей подготовлена необходимость их классификации в зависимости от характера источника поля, что, на наш взгляд, послужит ключом к получению достоверной геологической информации. Подобная дифференциация наблюдаемого (суммарного) поля позволяет, исходя из его преимущественной обусловленности, применить соответствующую интерпретацию с учетом всей совокупности особенностей той или иной формы проявления ЕП. Ведь каждая из этих форм, наряду с общими чертами, имеет и свои неповторимые признаки, свой специфический «контекст жизни», который по идее и должен ответить на основной вопрос, каков объект, вызывающий наблюдаемое естественное электрическое поле, и каково его положение в пространстве?

Следует отметить, что идея классификации естественных электрических полей высказывается не впервые и уже сейчас существует схема, имеющая следующий вид:

$$E_{\text{ЕП}} = E_{\text{д. л.}} + E_{\text{ф}},$$

где $E_{\text{ЕП}}$, $E_{\text{д. л.}}$, $E_{\text{ф}}$ соответственно напряженности общего (суммарного), диффузионно-адсорбционного и электрофильтрационного полей. Однако она не объясняет изменения естественных электрических полей во времени, т. к. обе компоненты ($E_{\text{д. л.}}$ и $E_{\text{ф}}$), входящие в состав $E_{\text{ЕП}}$, по своей природе постоянные. Подобный пробел в приведенной системе делает ее значение несколько иллюзорным.

Проведенные нами исследования позволяют существенно дополнить имеющуюся классификацию и сделать ее реально применимой для практического использования.

Если записать предлагаемую схему в виде аналитического выражения, то она будет выглядеть так:

$$E_{\text{ЕП}} = E_{\text{д. л.}} + E_{\text{эк}}(E_{\text{ф}}; E_{\text{тк}})$$

где $E_{\text{эк}}$, $E_{\text{тк}}$ —напряженности электрокинетического и термокапиллярного полей.

Согласно нашей классификации в состав суммарного естественного электрического поля электрохимической природы входят две постоянные модификации ($E_{\text{д. л.}}$, $E_{\text{ф}}$) и одна переменная ($E_{\text{тк}}$).

Переменная компонента естественного электрического поля была выделена нами на основе тщательного экспериментального (лабораторного и полевого) изучения причин непостоянства естественных электрических полей во времени и исходя из ее природы была названа нами термокапиллярной.

Исходя из того, что источником термокапиллярного поля является движение жидкости по капиллярам под действием созданного на их концах перепада температур, мы сочли возможным присоединение термокапиллярного эффекта к группе электрокинетических явлений.

Поскольку переменная (термокапиллярная) компонента естественного электрического поля электрохимической природы выделена нами впервые, нам представляется целесообразным подробнее остановиться на этом вопросе.

Термокапиллярные поля и их природа

В 1951 г. А. С. Семеновым, М. Е. Новожиловой и А. Е. Вешевым в Змеиногородском районе Рудного Алтая, при поисковых работах методом естественного электрического поля было замечено, что в течение суток значения регистрируемых потенциалов в одной и той же точке наблюдения изменяются. Этот вид естественного электрического поля был назван ими «меняющимися во времени полями» [4].

Подобное поведение потенциалов естественного электрического поля наблюдал еще в 1946 г. Д. Г. Тархов на одном из рудных месторождений Закавказья, однако, это явление было отнесено им за счет фильтрации метеорных осадков через наносы [5].

В 1952 г. Г. М. Ваняном наблюдались изменения потенциалов естественного электрического поля в течение небольшого промежутка времени (всего несколько часов), при неизменных метеорологических условиях, причем на отдельных участках профиля наблюдений имело место изменение знака потенциала. С подобными явлениями в дальнейшем сталкивались почти все исследователи, занимающиеся вопросами естественного электрического поля, однако до последнего времени нет установившегося мнения о причине непостоянства естественного электрического поля во времени.

Исходя из этого, нами были проведены специальные экспериментальные лабораторные и полевые исследования, позволившие объяснить природу подобного явления, которая заключается в существовании так называемого термокапиллярного поля, входящего в качестве переменной компоненты в состав естественных электрических полей [2].

Принимая горную породу за систему капилляров, рассмотрим появление термокапиллярных потенциалов на примере единичного капилляра, заполненного водой и расположенного перпендикулярно плоскости наблюдения.

Известно, что на границе твердой и жидкой фаз образуется двойной электрический слой, который, по современным воззрениям, носит адсорбционно-диффузионный характер, причем с твердой фазой, как правило, связаны отрицательные ионы, а с жидкой—положительные [1]. При нагревании верхнего конца капилляра вода начинает подниматься вверх (процесс испарения), в результате чего нарушается равновесие в двойном электрическом слое (подвижная диффузная часть переме-

щается относительно неподвижной—адсорбированной). Это приводит к образованию избытка положительных ионов в верхнем конце капилляра и к его недостатку в нижнем, из-за чего и возникает разность потенциалов, названная нами термокапиллярной, а электрическое поле, образованное термокапиллярными потенциалами — термокапиллярным полем, процесс же образования поля—термокапиллярным эффектом.

В зависимости от того, куда движется вода по капилляру—вверх (процесс испарения) или вниз (охлаждение верхнего конца капилляра) потенциал имеет соответственно положительное или отрицательное значение. Из всего сказанного явствует, что термокапиллярный эффект связан с движением воды по капиллярам под действием перепада температур.

В работе А. С. Семенова [4] говорится о существовании трех форм проявления «меняющихся во времени полей»: 1) резко меняющиеся поля с обратной температурной зависимостью потенциала; 2) положительные устойчивые аномалии; 3) слабо меняющиеся поля с прямой температурной зависимостью потенциала.

Исходя из термокапиллярной природы поля, мы считаем, что существует одна единственная форма проявления поля—прямая температурная зависимость потенциала. Что же касается того, что авторами работы [4] наблюдались три формы проявления «меняющихся во времени полей», то это произошло, на наш взгляд, по причине недостаточно совершенной методики наблюдения вышеуказанных полей, так как измерение разности потенциалов производилось между «нулевой» точкой, выбранной без учета термокапиллярного эффекта, и точками наблюдения, причем температура измерялась только в точке стояния «нулевого» электрода. Дело в том, что при увеличении температуры на 1°C потенциал «нулевого» электрода мог измениться на большую величину, нежели потенциал в точке наблюдения, и измеренная разность потенциалов относительно такой «нулевой» точки могла уменьшиться, а температура поверхностного слоя возрасти. В результате этого авторами работы [4] и был сделан вывод об обратной температурной связи потенциалов. Точно так же объясняется и вывод о существовании второй формы проявления «меняющихся во времени полей». Далее авторами работы [4] было высказано предположение о капиллярной и пленочной природе «меняющихся во времени полей». Пленочной природой была объяснена обратная температурная зависимость потенциала, что кажется нам маловероятным, так как пленочные воды относятся к категории очень медленно передвигающихся и, судя по этому, не могут создавать практически заметные потенциалы [3].

Выводы

1. В состав суммарного естественного электрического поля электрохимической природы в качестве переменной компоненты входит термо-

капиллярное поле, связанное с изменением температуры поверхностного слоя капиллярной среды.

2. Исходя из термокапиллярной природы поля, существует одна единственная форма его проявления—прямая температурная зависимость потенциала.

3. Для правильного истолкования результатов наблюдения при работах методом ЕП, необходим новый способ регистрации естественного электрического поля с учетом термокапиллярного эффекта.

Ереванский государственный
университет

Поступила 14.VI 1974.

Ս. ՅԱՆ ԲԱԼԱՍՅԱՆ

ԷԼԵԿՏՐՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆԱԿԱՆ ԷԼԵԿՏՐՈՎԱԿԱՆ ԳՈՇՏԵՐԻ
ԳՈՒՍԱԿՐԳՈՒՄԸ ԻՆՓԵՆԵՐԱԿԱՆ-ՇԻՂՐՈՆԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՏԵՂԱՄԱՍԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Գումարային էլեկտրաքիմիական բնույթի բնական էլեկտրական դաշտի կաղմի մեջ, որպես փոփոխական բաղադրիչ, մտնում է ջերմակապիլյար դաշտը, կապված կապիլյար միջավայրի մակերեսային շերտի ջերմության փոփոխության հետ:

Ելնելով դաշտի ջերմակապիլյար բնույթից, գոյություն ունի նրա արտահայտման մեկ ձև՝ պոտենցիալ ուղղակի ջերմային կախվածություն:

Բնական դաշտի տվյալների ճիշտ մեկնաբանման համար անհրաժեշտ է բնական էլեկտրական դաշտի գրանցման նոր եղանակ, նկատի ունենալով ջերմակապիլյար էֆեկտը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Антропов Л. И. Теоретическая электрохимия. Изд-во «Высшая школа», М., 1969.
2. Баласаян С. Ю., Ванцян Г. М. Исследование температурной зависимости потенциалов естественного электрического поля с помощью моделирования. Уч. зап. ЕГУ. естеств. науки, № 2, 1973.
3. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология, инженерная петрология. «Недра», Ленинградское отделение, Л., 1970.
4. Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. «Недра», Л., 1968.
5. Тархов А. Г. Геоэлектрическое поле фильтрации. Известия АН СССР, сер. геол., № 11, 1956.

УДК 551.311.231

Т. А. АПРАПЕТАН, Б. П. ГРАДУСОВ, А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

ПОЧВО-ЭЛЮВИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПОРФИРИТОВ В ЛЕСНЫХ
ЛАНДШАФТАХ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

На территории Армении широко распространены различные массивно-кристаллические породы, находящиеся в зоне выветривания и почвообразования. Изучение особенностей строения, состава и процессов формирования почвенно-элювиальной толщи на этих породах представляет интерес как с практической, так и с теоретической точки зрения.

Продукты, образующиеся в результате выветривания и почвообразования массивно-кристаллических пород, в результате денудационных процессов, участвуют в формировании материала осадочных отложений. Особенности химического и минералогического состава коры выветривания и почв на основных массивно-кристаллических породах, а также генетически связанных с ними осадочных отложениях, необходимо учитывать при прогнозировании наиболее целесообразных путей использования земель в народном хозяйстве.

Ниже рассмотрены особенности почвенно-элювиальных образований, развитых на палеогеновых порфиритах северных, сравнительно хорошо увлажненных склонов Базумского и Памбакского хребтов. Полученные сведения далее сравниваются с материалами, имеющимися у авторов по корам выветривания и почвам на других породах в близких климатических условиях, а также почво-элювием на основных породах в более сухих и влажных ландшафтах.

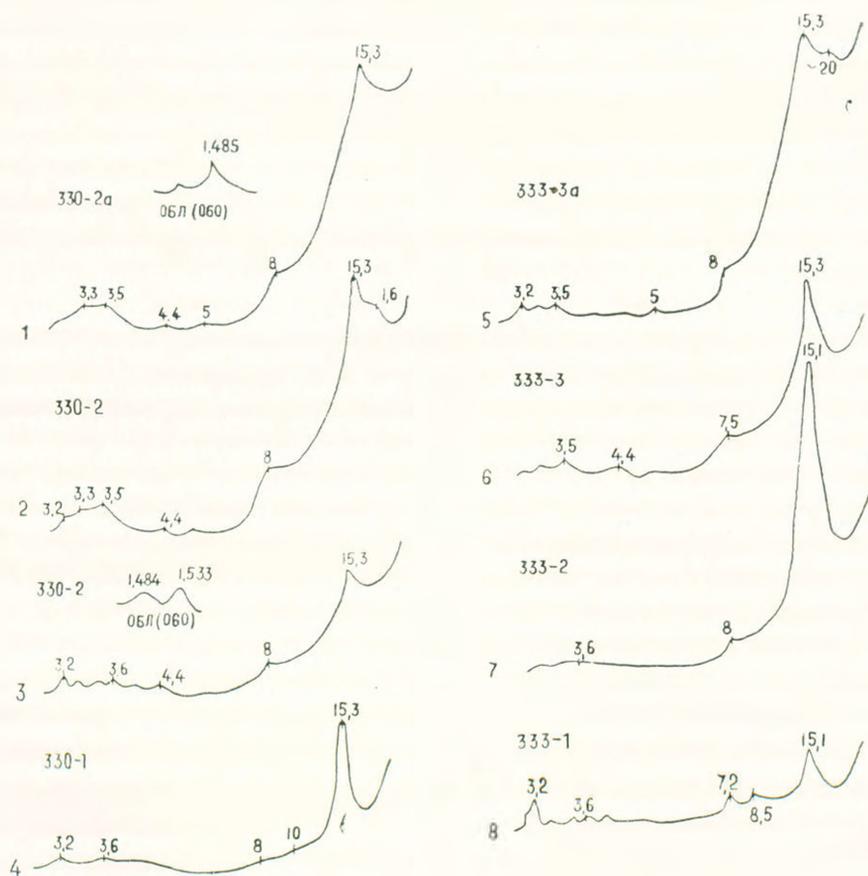
Формирование коры выветривания и почвы в интересующем нас районе происходило под воздействием 600—800 мм годовых осадков. Естественная растительность представлена лесами из дуба и бука восточных. За исторический период она сильно трансформирована или полностью уничтожена.

Порфириды, которые служат материнской породой коры выветривания, вдоль литогенетических трещин отдельности, изменены комплексом эпимагматических процессов и представляют собой пропилиты, в которых основная масса и большая часть порфировых выделений плагиоклазов и темноцветных минералов замещены глинистым материалом, а иногда кальцитом и цеолитом.

Рентгенометрические исследования фракции $< 0,001$ мм показывают, что глинистые минералы свежей породы состоят из хорошо окристаллизованного триоктаэдрического монтмориллонита (фиг. 1, кривые 4 и 8).

Имеющиеся у нас и опубликованные [1] аналитические данные свидетельствуют о том, что пропилитизация в подобных случаях не сопро-

вождается существенным изменением химического состава породы: несколько уменьшается количество кремния, иногда алюминия и увеличивается содержание магния, железа и щелочей. Различия в содержаниях элементов лишь в редких случаях достигают 5—7%.



Фиг. 1. Дифрактограммы фракций $< 0,001 \text{ м}$, выделенных из: свежих и выветрелых порфиритов Базумского (1—4) и Памбакского (5—8) хребтов; 1 и 5—верхних горизонтов коры выветривания, обогащенных прожилками черного диоктаэдрического монтмориллонита; 2 и 6—элювия верхних горизонтов коры выветривания с триоктаэдрическим монтмориллонитом в основной глинистой массе и диоктаэдрическим монтмориллонитом в прожилках; 3 и 7—основной глинистой массы элювия, по возможности очищенной от прожилков; 4 и 8—триоктаэдрический монтмориллонит из свежей, скального облика породы.

В то же время появление в скальной материнской породе глинистых компонентов заметно отразилось на облике и составе формирующейся здесь коры выветривания. Выветривание распространяется по трещинам, захватывая в первую очередь наиболее пропилитизированные участки, блоки. Вследствие этого элювий приобретает вид дресвяно-глинистой массы, коричневатого-бурого цвета, с остаточными ядрами и блоками совершенно свежих пород. Изучение состава и структуры остаточных ядер

показало, что они существенно отличаются от вмещающей массы незначительным содержанием первичных глинистых компонентов. Видимая мощность коры выветривания около 3 м.

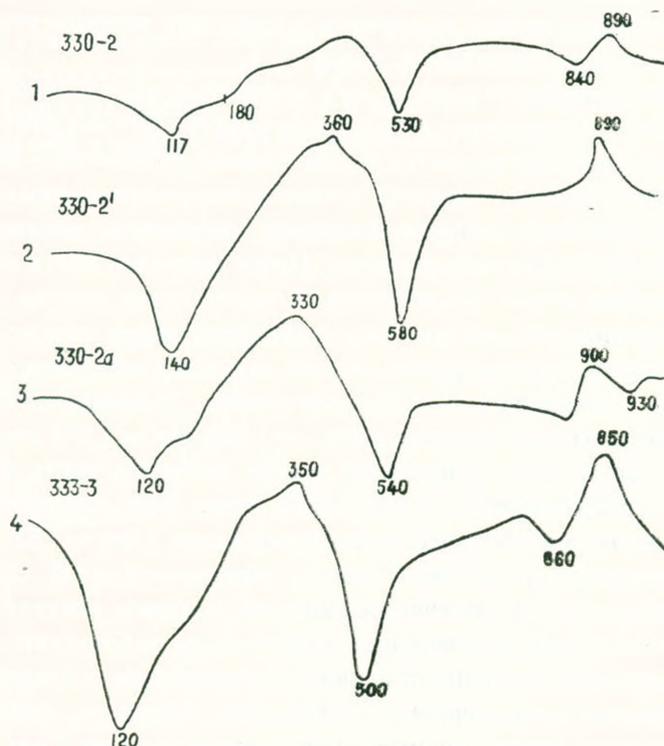
В элювии альбит, частично или полностью заместивший в ходе зеленокаменного изменения лабрадор-битовинит ($N^m = 1,570$), растрескивается и частично растворяется вдоль трещин спайности с образованием сыпучки. Элювиальная сыпучка сложена корродированными полевыми шпатами, остаточным монтмориллонитом, серицитом, цеолитами и т. п.

Пироксены также растворяются. На их месте остаются поры, частично выполненные сеткой гидрогетита. В ячейках сетки иногда сохраняются зубчато-корродированные реликты первичных зерен пироксена.

Своеобразие минерального состава элювия в основном определяется характером выветривания монтмориллонита. Зеленые, отчетливо плеохроирующие монтмориллониты $cN'g = 1,598$, $Np' = 1,571$ свежей породы в элювии разрушаются, сбрасывая в виде пигмента часть гидроокислов железа, и превращаются в табачно-зеленые или зеленовато-бурые, с резко пониженными показателями преломления ($Nm = 1,539$), агрегаты, которые прекрасно сохраняют детали тонкочешуйчатой структуры исходного материала. В противоположность полевым шпатам и пироксенам, никаких следов растворения хлоритов не наблюдается. Продукты их трансформации сохраняются даже в тончайших остаточных жилках среди полностью выщелоченных пироксенов. Очевидно, здесь мы имеем дело с явлением кристаллохимической трансформации. Судя по оптическим свойствам, термографии (фиг. 2, кривые 1, 2 и 4), рентгеновским (фиг. 1, кривые 3 и 7) и ИК-спектрографическим (фиг. 3, кривые 1 и 3) данным, новообразованный порообразующий монтмориллонитовый компонент имеет октаэдрический слой, заселенный по триоктаэдрическому мотиву. В качестве побочных продуктов выветривания монтмориллонита и, в меньшей степени, темноцветных минералов, в элювии появляется пигментная составляющая из плохоокристаллизованных минералов гидроокислов железа.

Перечисленные процессы существенно меняют механические свойства выветривающейся породы. По сравнению со свежим порфиритом в элювии заметно уменьшаются объемные веса и увеличивается процент пористости (табл. 1). В конечном результате это приводит к тому, что при самом легком растрепании более 50% массы элювия (табл. 2) переходит в алевритовые и илистые фракции.

Как упоминалось, материнская порода—элювия и находящиеся в контакте с ней остаточные блоки и ядра свежей породы несколько различаются. Вследствие этого непосредственное сравнение химического состава свежих и выветрелых порфиритов с целью выяснения количественной стороны процесса выветривания затруднительно. В то же время качественная сторона процесса достаточно отчетлива. Пересчеты с использованием метода абсолютных масс показали, что выветривание сопровождается освобождением всех породообразующих элементов (табл. 3).

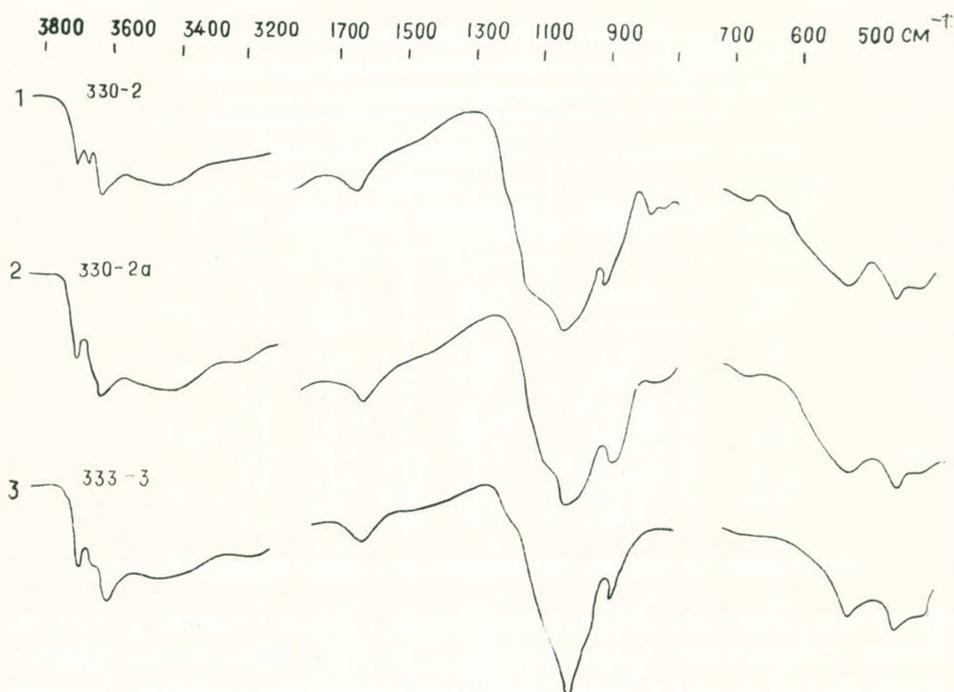


Фиг. 2 Термограммы вещества: из элювия порфиров Базумского (1—3) и Памбакского (4) хребтов; 1, 2, 4—основной массы выветрелой породы; 3—инфильтрационных прожилков (1—3—породы в целом, 4—фракции < 0,001 мм).

Большая часть из них выносятся за пределы коры выветривания, или локализуется в средних и нижних частях почво-элювия в форме синтетических новообразований.

В нижних и средних частях горных склонов микро- и макротрещины в элювии, как правило, выполнены гумусированным, с отчетливыми колломорфными и натечными структурами глинистым веществом аллохтонного происхождения. Это придает верхним горизонтам коры выветривания слитые свойства. Судя по формам выделения, оптическим свойствам ($N_{g'} = 1.540$; $N_{r'} = 1.524$), данным термического (фиг. 2, кривая 3) и рентгеновского (фиг. 1, кривые 1 и 5) анализов и ИК-спектроскопии (фиг. 3, кривая 2), синтетические новообразования в элювии являются несовершенным диоктаэдрическим монтмориллонитом и, в меньшей мере, метагаллуазитом. Иногда с ними тесно ассоциируют близкие по форме выделения метаколлоидного кальцита.

Проведенные исследования выявили, что в данной климатической обстановке почво-элювии, развитые на другом материнском субстрате, имеют ряд особенностей строения и состава. В частности, базальты и андезиты-базальты, в составе которых преобладают полевые шпаты и стекла, выветриваются с образованием в элювии главным образом ме-



Фиг. 3. Инфракрасный спектр вещества: из коры выветривания порфириров Базумского (1 и 2) и Памбакского (3) хребтов; 1 и 3—основной массы выветрелой породы; 2—инфильтрационных прожилков.

Таблица 1

Объемные веса и пористость свежих порфириров Базумского (1) и Памбакского (2) хребтов и их элювия

| Порода | № образца | Объемный вес, г/см ³ | Пористость, % | |
|--------|-------------------------|---------------------------------|---------------|------|
| 1 | Свежая порода | 330—1 | 2,66 | 5,7 |
| | | 330—7 | 2,31 | 11,1 |
| | Элювиальные образования | 330—8 | 2,20 | 17,0 |
| | | 330—9 | 2,01 | 21,8 |
| | | 330—2 | 1,57 | 40,7 |
| 2 | Свежая порода | 333—1 | 2,77 | 4,8 |
| | | 333—5 | 2,80 | 3,8 |
| | Элювиальные образования | 333—2 | 1,97 | 29,9 |
| | | 333—3 | 2,05 | 26,5 |
| | | | 1,93 | 30,8 |
| | | 333—6 | 2,15 | 23,8 |

тагаллуазита и рентгеноаморфных соединений; гранитоидные породы образуют существенно более мощные дресвянные покровы коры выветривания, состав которой определяется, в основном, унаследованными минералами, продуктами трансформации слюд и т. п.

Своеобразие рассмотренных нами почво-элювиев наиболее отчетливо выступает при сравнении их с образованиями, формирующимися в

Таблица 2

Гранулометрический состав элювия порфиритов из коры выветривания Базумского (1) и Памбакского (2) хребтов*

| Размер частиц, мм | Содержание фракции, % | |
|-------------------|-----------------------|------------|
| | Обр. 330-2 | Обр. 333-3 |
| | 1 | 2 |
| >1 | 3,8 | 20,5 |
| 1-0,5 | 5,2 | 5,4 |
| 0,5-0,25 | 7,7 | 5,5 |
| 0,25-0,1 | 8,0 | 6,7 |
| 0,1-0,05 | 10,2 | 12,4 |
| 0,05-0,01 | 13,1 | 15,9 |
| 0,01-0,001 | 23,6 | 17,6 |
| <0,001 | 28,4 | 16,0 |

* Перед анализом образцы растирались пять минут резиновой пробкой.

более сухих условиях аридных редколесий, с одной стороны, и гумидных лесных субтропических ландшафтов, с другой. Почво-элювии аридного редколесия отличаются более грубым механическим составом. Сероцветный, бескарбонатный суглинистого состава мелкозем имеется лишь в верхней части профиля. В случае развития коры выветривания на андезито-базальтах в глинистом материале обнаружен новообразованный компонент, представленный плохоокристаллизованным монтмориллонитом. Здесь характерно выделение на небольшой глубине карбонатов.

В гумидных ландшафтах Западного Закавказья с количеством осадков более 1800 мм при интенсивном разрушении ряда первичных и вторичных минералов происходит синтез аллофанов и минералов каолинитового типа. В глинистом материале много рентгеноаморфных соединений, окислов-гидроокислов железа и алюминия. Монтмориллониты проплатизированных материнских пород преобразуются в смешанно-слоистые каолинит-монтмориллонитовые образования [2, 3]. Освобождающиеся вследствие разрушения первичных минералов железо является причиной красных и пестрых окрасок профиля.

Генетические особенности и география рассмотренных выше почвенно-элювиальных образований определяются при развитии на массивнокристаллических породах климатическими факторами. Наибольшее значение для понимания генезиса и географии почво-элювиев имеет среднегодовое количество осадков. Рассмотренный вид сочетания коры выветривания и почвы характерен для субтропических районов Закавказья со среднегодовым количеством осадков более 500, но менее 1800 мм. За упомянутыми пределами увлажнения, сочетания коры выветривания и почвы приобретают существенно иные состав и свойства.

В Закавказье распределение осадков определяется в большей мере экспозицией склонов и высотой регионов. Описанный выше вид сочетания

Таблица 3
Химический состав свежих и выветрелых порфиритов
Базумского и Памбакского хребтов в Армении*

| Окислы | Базумский хребет | | Памбакский хребет | |
|--------------------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| | свежая порода | выветрелая порода | свежая порода | выветрелая порода |
| SiO ₂ | 52,17 <u>138,9</u> | 50,31 <u>79,1</u> | 53,53 <u>149,9</u> | 44,92 <u>96,7</u> |
| TiO ₂ | 0,98 <u>2,6</u> | 1,00 <u>1,6</u> | 1,00 <u>2,8</u> | 1,00 <u>2,1</u> |
| Al ₂ O ₃ | 18,40 <u>48,9</u> | 19,58 <u>30,7</u> | 17,28 <u>48,4</u> | 17,71 <u>38,2</u> |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 <u>8,7</u> | 8,09 <u>12,7</u> | 4,53 <u>12,7</u> | 10,33 <u>22,2</u> |
| FeO | 4,73 <u>12,6</u> | 1,15 <u>1,8</u> | 4,53 <u>12,7</u> | 1,30 <u>2,8</u> |
| GaO | 9,57 <u>25,5</u> | 4,17 <u>6,5</u> | 11,27 <u>31,6</u> | 7,79 <u>16,7</u> |
| P ₂ O ₅ | 0,19 <u>0,5</u> | 0,07 <u>0,1</u> | 0,22 <u>0,6</u> | 0,08 <u>0,2</u> |
| MgO | 3,89 <u>10,3</u> | 2,38 <u>3,7</u> | 3,40 <u>9,5</u> | 4,88 <u>10,5</u> |
| MnO | 0,20 <u>0,5</u> | 0,17 <u>0,3</u> | 0,16 <u>0,4</u> | 0,16 <u>0,3</u> |
| Na ₂ O | 2,83 <u>7,5</u> | 2,44 <u>3,8</u> | 2,39 <u>6,7</u> | 1,12 <u>2,4</u> |
| K ₂ O | 0,23 <u>0,6</u> | 0,79 <u>1,2</u> | 0,41 <u>1,1</u> | 0,53 <u>1,1</u> |
| H ₂ O ⁺ | 2,10 <u>5,6</u> | 6,12 <u>9,6</u> | 0,54 <u>1,5</u> | 4,28 <u>9,2</u> |
| H ₂ O ⁻ | 1,44 <u>3,8</u> | 3,73 <u>5,9</u> | 0,74 <u>2,1</u> | 5,79 <u>12,4</u> |
| CO ₂ | нет | нет | нет | нет |
| C | нет | нет | нет | 0,11 <u>0,2</u> |
| Сумма | 100% <u>266 з</u> | 100% <u>157 з</u> | 100% <u>280 з</u> | 100% <u>215 з</u> |

* В числителе в весовых %, в знаменателе в г/100 см³.

коры выветривания и почвы входит в особый тип почво-элювиев гумидных субтропических областей. Этот тип почво-элювиев распространен в областях с количеством осадков от 500 до 1800 мм. Второй вид этого типа распространен в районах, получающих примерно от 1400 до 1800 мм осадков в год. Коры второго вида подробно изучены в Талышских горах.

При выветривании и почвообразовании в условиях лесных ландшафтов северной Армении освобождается большая масса элементов, в том чис-

ле биогенных. Одновременно с этим профиль почво-элювиев обладает, в связи с высоким содержанием глинистого материала, а в нем—монтмориллонитовой составляющей, высокой емкостью обмена катионов, содержит много элементов, доступных растениям, способностью удерживать ряд элементов (калий, азот), необходимых для произрастания растений, высокой влагоудерживающей способностью. Активная реакция почв нейтральная или слабкокислая. В связи с этим почвенно-элювиальные образования указанного вида должны быть рассмотрены как одни из наиболее ценных выделов земель республики для развития сельскохозяйственного производства.

Институт «Армгипрозем» г. Ереван,
Почвенный институт им. В. В. Докучаева,
г. Москва
Геологический институт АН СССР,
г. Москва

Поступила 27.II.1974.

Թ. Ա. ԱՅՐԱՊԵՏՅԱՆ, Բ. Պ. ԿՐԱՎՈՒՍՈՎ, Ա. Կ. ՉԵՐՆՅԱՆՈՎՍԻԻ

ՀՅՈՒՄՈՍՅՈՒՆ ԱՅՍՏՄԱՆԻ ԱՆՏԱՌԱՅԻՆ ԼԱՆԿՇԱՅՏՆԵՐԻ ՊՈՐՖԻՐԻՏՆԵՐԻ ՀՈՂԱ-ԷԼՅՈՒՎԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ու լ մ

Պայեռոցների պորֆիրիտների հողմնահարման կեղևը և հողածածկույթը ձևավորվել են տարեկան 600—800 մմ մթնոլորտային տեղումների պայմաններում:

Էլյումացիայի պորոցների հետևանքով պորֆիրիտները փոփոխվել են և վեր են ածվել պրոպիլիտների, որոնց հիմնական զանգվածը, պլազիոկլավների ու մուգ միներալների պորֆիրային անջատումները փոխարինվել են կավային նյութով, երբեմն էլ կալցիտով ու ցելուխտով:

0,001 մմ-ից փոքր ֆրակցիայի սենտոցենամետրիական ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ թարմ ապարի կավային միներալները բաղկացած են մոնոմորֆոսիտի տրիօկտաէդրային բյուրեղներից: Նման դեպքում պրոպիլիտացումը չի ուղեկցվում քիմիական կազմի զգալի փոփոխությամբ, այլ որոշ չափով նվազում է սիլիցիումի, երբեմն ալյումինիումի և բնոգնական կարծր ածուծ է մագնեզիումի, երկաթի և ալկալիների պարունակությունը:

Հողմնահարումը տարածվում է ձեղքերի երկայնքով, առաջին հերթին բնոգրկելով պրոպիլիտացման ենթարկված տեղամասերը:

Էլյուվիալ առաջացումները ձևոր են բերում գորշ-շագանակագույն երանգ, ստանում կավա-խճավագային տեսք, իրենց մեջ պահպանելով թարմ ապարի մնացորդային միջուկներ:

Հողմնահարման կեղևի տեսանելի Նպորտությունը հասնում է 3 մ-ի: Հողմնահարման հետևանքով փոխվում են ապարի մեխանիկական հատկանիշները՝ նվազում է ծավալային կշիռը, աճում ծակոտկենսության տոկոսը (աղ. 1): Էլյուվիալ զանդվածի 50 տոկոսից ավելին վեր է ածվում ալերոլիտային և տիլմային ֆրակցիայի (աղ. 2):

Հողմնահարումն ուղեկցվում է ապար կազմող տարրերի ազատմամբ, որոնց մեծ մասը տեղատարվում է կամ սինթետիկ նորառաջացումների ձևով, հողա-էլյուվիայի միջին և ստորին մասերում տալիս է մասնակի կուտակումներ: Դրանք ներկայացված են չձևավորված դիօկտաէդրային մոնոմորիլոնիտով, մետահալուադիտով և մետակոլոիդային կալցիտով:

Հողերի ակտիվ սեպտիան չեզոք է կամ թույլ թթու:

Այստեղից հետևում է, որ հողերի ապտոնալ և նպատակասլաց օգտագործման տեսակետից հետազոտվող հողա-էլյուվիան պետք է դիտել որպես հանրապետության ամենաարժեքավոր հողաբաժիններից մեկը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Разумов В. Н.* Вулканогенные продукты и связанные с ними аккумулятивные, элювиальные и почвенные образования. В сб.: «Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии». К IX конгрессу УНО ИА, ГИН АН СССР, М., 1973
2. *Черняховский А. Г.* Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса. В сб. «Кора выветривания». № 14, «Наука», М., 1974.
3. *Sakharov B. A., Drits V. A.* Mixed-layer kaolinite-montmorillonite: a composition of observed and calculated diffraction patterns.—Clays and Clay Min., v. 21, pp. 15—17. Pergamon Press. 1973.

УДК 551.578.46;551.321.7

Հ. Ս. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀՐԱՔԽԱՅԻՆ ՄԱՐԶԻ ՁՅՈՒՆԱՄԱՍԽԱՆՈՒՅԹԻ ԶՐԻ ՊԱՇԱՐՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՅ ՕԳՏԱԳՈՐԾՄԱՆ ՀՆԱՐԱՎՈՐՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Յամաքային կլիմա ունեցող վայրերում ձյան մեջ եղած ջրի պաշարը մեծ նշանակություն է ձեռք բերում հողի խոնավացման, ինչպես նաև գետերի սնուցման ու դարնանային վարարման գործում:

Հանրապետության հրաբխային մարզի ձյունահալքի ջրերի զգալի մասը ներծծվում է այստեղ բավականին մեծ տարածում ունեցող ջրաթափանց անդեզիտա-բազալտային և տուֆային հզոր ծածկույթների մեջ՝ սնելով նախալեռնային հարթությունների ստորերկրյա ջրային ավազանները: Այդ է հիմնական պատճառներից մեկը, որ Արարատյան դաշտը հարուստ է ժողովրդատնտեսական կարևոր նշանակություն ունեցող արտեզյան ջրերի մեծ պաշարներով:

Ըստ Մ. Ի. Լվովիչի [2] ՍՍՀՄ եվրոպական մասի գետերը 50 տոկոսի չափով սնվում են ձյունահալքի ջրերով:

Ինչպես պարզվում է, փոքր ձյունածածկույթ ունեցող վայրերում գետերի սնուցումը հալոցքային ջրերից կազմում է մոտ 100 տոկոս, իսկ հզոր ձյունածածկույթ ունեցող վայրերում՝ մոտ 50 տոկոս (Գ. Գ. Ռիխտեր): Վերջինս բացատրվում է նրանով, որ փոքր ձյունածածկույթի դեպքում հողազրույնտը լրիվ սառչում է ավելի մեծ խորությամբ, որի պատճառով պարնանային ձյունահալքի ջրերը հողի մեջ չեն ներծծվում, այլ լրիվ վեր են ածվում հոսքի ելն շահավենք ձյան շերտի մակերևույթից կատարվող գոլորշիացումը: Հզոր ձյունածածկույթ ունեցող վայրերում, ինչպիսին մեր կողմից քննարկվող մարզն է, որի բարձր լեռնային մասերում ձյունածածկույթի սակ հողազրույնտը մեծ խորությամբ չի սառչում, իսկ առանձին ձյունաբծերի տակ նույնիսկ մնում է հալված վիճակում, դարնանային ձնհալքի ժամանակ ջրերի մի զգալի մասը ոչ թե հոսք է ստանում, այլ ներծծվում է հողի մեջ:

Ձյունածածկույթի մեջ ջրի պաշարը կախված է ձյան քանակությունից և այն խիստ փոփոխական է ժամանակի ու տարածության մեջ:

Ձյունածածկույթի մեջ առավել մեծ քանակությամբ ջուր է լինում գարնանը, երբ նրա հաստությունն ու խտությունը հասնում է առավելագույնի:

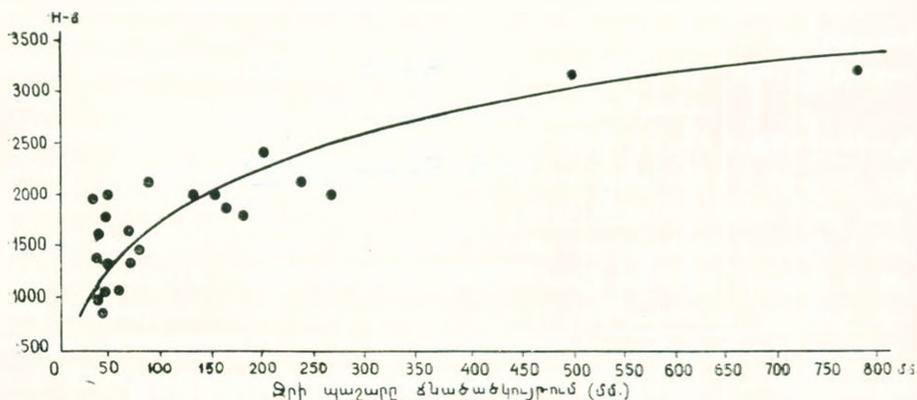
Աղյուսակի տվյալներից երևում է, որ, ըստ տեղանքի բարձրության, ձյան մեջ ջրի պաշարն ավելանում է, սակայն ինչպես տեսնում ենք, որոշ վայրերում՝ օրինակ՝ Կամոյում, Մարտունիում, ջրի պաշարը ձյունածածկույթում ավելի քիչ է, քան դրանից ցածր գտնվող Ֆանտանում, Հրազդանում: Այդ երևույթը բացատրվում է տեղումների անհավասար բաշխմամբ, ձյունածածկույթի հզորությամբ: Հրազդանում, Ֆանտանում ձյունածածկույթի հաստությունը համապատասխանաբար 67 և 57 սմ է, իսկ Կամոյում ու Մարտունիում՝ 21 և 26 սմ:

Ա յ դ ու ս ա կ I

Ջրի պաշարը ձյունածածկույթում մմ-ով
(տասնորյա առավելագույններից)

| Կայաններ | Ջրի պաշարը մմ-ով | Կայաններ | Ջրի պաշարը մմ-ով |
|--------------|---------------------|------------|---------------------|
| Արտաշատ | 36 | Ֆանտան | 161 |
| Հոկտեմբերյան | 36 | Ղոշարուլաղ | 265 |
| Երևան | 36 | Ապարան | 149 |
| Աշտարակ | 54 | Սևան | 128 |
| Արագած ե/կ | 39 | Մարտունի | 49 |
| Եղեգնաձոր | 48 | Կամո | 38 |
| Եղվարդ | 67 | Ջերմուկ | 237 |
| Փառնի | 74 | Փառնահովիտ | 84 |
| Լենինական | 64 | Յանրդ | 193 |
| Վերին Թալին | 41 | Եռաթմբեր | 498 |
| Արթիկ | 48 | Արագած ր/լ | 774 |
| Հրազդան | 173 | | |

Ձյունածածկույթի մեջ ջրի պաշարի զրաֆիկը ցույց է տալիս, որ յուրաքանչյուր 100 մետր լեռնալանջով բարձրանալիս ջրի պաշարն ավելանում է միջին հաշվով մոտ 32 մմ-ով: Ընդ որում նախալեռնային զոտու մինչև 1500 մ



Նկ. 1. Ջրի պաշարը ձնածածկույթում (մմ):

ընկած բարձրությունները համարվում են փոքր ձյունածածկույթ ունեցող վայրեր, հետևաբար այդ վայրերում ուղղաձիգ զրադիենտը կազմում է 22 մմ ջրի պաշար: Այնուհետև 1500 մ-ից բարձր յուրաքանչյուր 100 մ բարձրության վրա ջրի պաշարը ավելանում է հասնելով մոտ 35 մմ-ի:

Ընդհանուր առմամբ Հայկական ՍՍՀ հրաբխային մարդի տարբեր լեռնապանդավածներն ունեն տարբեր հաստության ձյունածածկույթի և տարբեր քանակի ջրի պաշար: Այդ տեսակետից բավականին մեծ տարբերություններ են նրկատվում լեռների հատկապես տարբեր կողմնադրությունների միջև:

Աղերթային ձյունաչափական հանույթի տվյալներից ստացված նյութերով ըստ վայրի բարձրության ստորև աղյուսակում տրվում է Արագած, Գեղամա և Վարդենիսի լեռների ձյունածածկույթի հաստությունը և նրա մեջ եղած ջրի պաշարը:

Աղյուսակը ցույց է տալիս, որ Գեղամա լեռների հարավ-արևմտյան և Արագածի հարավային լանջերն ավելի մեծ հաստության ձյունածածկույթ և

ջրի պաշար ունեն, քան հյուսիսային, հյուսիս-արևելյան ու հյուսիս-արևմուտ-
յան լանջերը: Նշված երևույթը պայմանավորված է մթնոլորտի ընդհանուր
շրջանառության երևույթներով: Գ. Ա. Ալեքսանդրյանի [1] հաշվումները ցույց
են տալիս, որ տարվա ցուրտ ժամանակաշրջանում հարավ-արևմուտքից և
արևմուտքից եկող տաք ու խոնավ օդային զանգվածների ներխուժման հաճա-
խականությունն ավելի մեծ է, քան արևելյան ու հյուսիս-արևելյան զանգված-
ների: Բացի այդ, որպես կանոն, ինչպես ձյունածածկույթը, այնպես էլ ջրի
պաշարը, ըստ վայրի բարձրության, աճում է մինչև 2700—3000 մ բարձրու-
թյան, որից հետո նվազում է: Արա հիմնական պատճառը կոնդենսացման
ցածր մակարդակն է, ինչպես նաև ուժեղ քամիների ձյուն տեղափոխող գոր-
ծունեությունը: Այս երևույթը նկատվում է թե Արագածում, թե Գեղամա բարձ-
րավանդակում և էլ ավելի ցայտուն՝ Վարդենիսի լեռներում:

Ամբողջապես վերջրած, հանրապետության կենտրոնական հրաբխային
մարզի տարածքի ձյունածածկույթում, մեր մտաւովոր հաշվումներով, պարու-
նակվում է 2 միլիարդ մ³ ջուր:

Ջրի այդ պաշարից գետերի միջոցով հոսք է ստանում ոչ ավելի, քան 40
տոկոսը, մի որոշ քանակություն գոլորշիանում է, իսկ մնացած մեծ մասը ներ-
ծրծվում է անդեղիտա-բաղալտների և տուֆային ծածկույթների ընդերքը:

Որպեսզի ջրի այդ հսկայական քանակությունը չներծծվի և Արարատյան
ղաշտում չնպաստի ճահիճների գոյացմանը, անհրաժեշտ են որոշ միջոցա-
ռումներ՝ մակերևույթային հոսքն ավելացնելու ուղղությամբ:

Ինչպես գիտենք, 2500 մ բարձր վայրերում, մինչև կայուն ձյունածածկույթ
գոյանալը, աշնանը օդի ջերմաստիճանը մեծ մասամբ իջնում է 0-ից ցած, որի
պատճառով հողադրուներ սառչում է մինչև զրոյի խորություններ: Վաղ գար-
նանը այն գտնվում է սառած վիճակում և հենց այդ ժամանակ պետք է մե-
ծացնել ուղիագիտն հալքը: Մակերևույթային հոսքի բաժինը կարելի է մե-
ծացնել ուղիագիտն հալքի ավելացմամբ, այն էլ վաղ գարնանը, գրունտի սա-
ռածության և հալոցքային ջրերի ինֆիլտրացիայի բացակայության պայման-
ներում: Գարնան վերջում, շնորհիվ սառած գրունտի հալքի ու հալոցքային
ջրերի ինֆիլտրացիայի ավելացման, նման միջոցառման ձեռնարկումն անի-
մաստ է, անզամ՝ անհնար:

Ռադիացիոն հալքը կարելի է ավելացնել ձյունածածկույթի վրա ինքնա-
թիոով սև փոշի ցրելու եղանակով:

Այսպիսի միջոցառման համար նպաստավոր պայմաններ կան Գեղամա,
Վարդենիսի Սևանահայաց լանջերին, որտեղից հալոցքային ջրերը կկուտակ-
վեն Սևանա լիճ և Արագածում, որի ջրերը կարող են կուտակվել Ապարանի,
Մանթաշի և Թայինի, Աշտարակի, Արթիկի շրջաններում կառուցվելիք բազմա-
թիվ մեծ ու փոքր ջրամբարներում: Կուտակված ջրերը կօգտագործվեն տարվա
սակավաջուր ժամանակաշրջանում:

ЗАПАСЫ ВОДЫ В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Резюме

Проанализирован запас воды в снежном покрове Центральной вулканической области Армянской ССР по многолетним данным Управления гидрометслужбы Армянской ССР. Подсчитано, что запас воды в снежном покрове составляет около 2 млрд. м³.

Предлагается путем искусственного увеличения радиационного таяния снега накопить часть талых вод в оз. Севан или водохранилищах (Манташ, Апаран).

Для увеличения поверхностного стока предлагается рассевать черный порошок с самолета на поверхности снежного покрова, а для накопления талых вод рекомендуется создание небольших водохранилищ в районах Талиша, Аштарака и Артика.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Александрян Г. А.* Атмосферные осадки в Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР. Ереван, 1971.
2. *Львович М. И.* Парниковый эффект при снеготаянии. Изв. всесоюз. геогр. об-ва, т. 88, вып. 6, 1956.
3. *Рихтер Г. Д.* Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XL, М.—Л., 1948.

УДК 551.482.214

Н. Г. ХАХАНОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕГОДОВОГО ИОННОГО СТОКА И ВОДОНОСНОСТИ РЕК АРМЯНСКОЙ ССР

Ионный сток отдельных речных бассейнов на территории Армянской ССР, соответственно с их физико-географическими условиями, колеблется в широких пределах [2].

Величина ионного стока реки зависит от объема водного стока речных бассейнов, а также от минерализации воды реки.

На стоке рек резко сказывается влияние подземного и озерного регулирования и хозяйственной деятельности человека, в результате чего нарушается связь между стоком, площадью и средней высотой водосбора.

На основании результатов химических анализов, по данным гидрологических ежегодников УГМС Арм. ССР, подсчитаны усредненные значения за многолетний период, которые приведены в таблице 1.

Таблица 1

Изменение годового ионного стока ($R_{и}$) в зависимости от водного стока ($R_{в}$) для некоторых рек Армянской ССР за период 1957—1966 г.г.

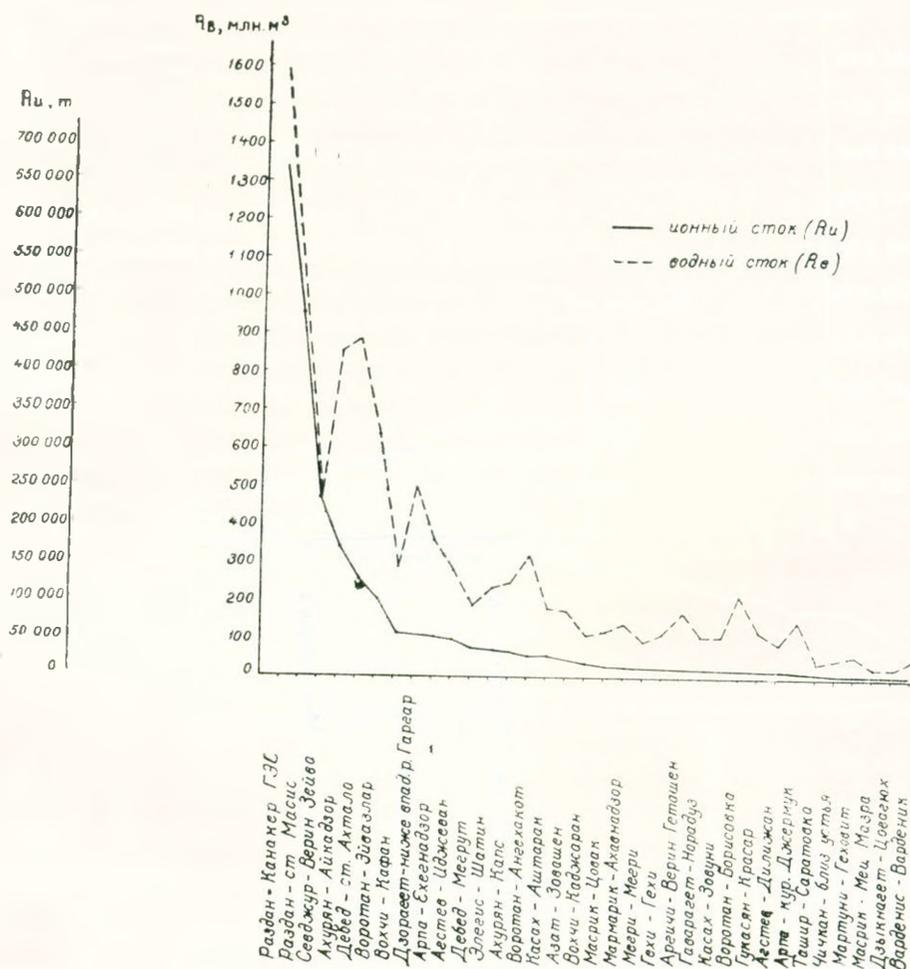
| Река—пункт | Ионный сток, т ($R_{и}$) | Водный сток, млн. м ³ ($R_{в}$) | $\frac{R_{и}}{R_{в}}$ т/млн. м ³ |
|---------------------------------------|----------------------------|----------------------------------------------|------------------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 5 |
| 1. Раздан — Канакер ГЭС | 672974,0 | 1585,0 | 424,6 |
| 2. Раздан — ст. Масис | 485386,0 | 1059,7 | 458,0 |
| 3. Севджур — Верин Зейва | 237764,8 | 491,7 | 483,6 |
| 4. Ахурян — Айкадзор | 175180,8 | 862,0 | 201,8 |
| 5. Дебед — ст. Ахтала | 132164,8 | 889,4 | 148,9 |
| 6. Воротан — Эйвазлар | 105221,8 | 638,1 | 164,6 |
| 7. Вохчи — Кафан | 59865,2 | 290,2 | 206,2 |
| 8. Дзорагет — ниже впадения р. Гаргар | 58275,3 | 501,8 | 116,1 |
| 9. Арпа — Ехегнадзор | 57559,6 | 360,5 | 159,7 |
| 10. Агстев — Иджеван | 52832,0 | 282,0 | 187,3 |
| 11. Дебед — Мегрут | 42338,2 | 193,0 | 219,4 |
| 12. Элегис — Шатин | 40344,8 | 240,0 | 168,1 |
| 13. Ахурян — Канс | 34772,4 | 250,1 | 139,0 |
| 14. Воротан — Ангехакот | 28977,3 | 323,9 | 89,3 |
| 15. Касах — Аштарак | 28447,8 | 183,2 | 155,3 |
| 16. Азат — Зовашен | 23643,7 | 177,6 | 133,1 |
| 17. Вохчи — Каджаран | 22899,0 | 118,3 | 194,0 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|----------------------------|---------|-------|-------|
| 18. Масрик — Цовак | 18204,4 | 122,4 | 149,0 |
| 19. Мармарик — Ахавладзор | 17706,1 | 149,2 | 119,0 |
| 20. Мегри — Мегри | 17033,2 | 99,0 | 172,1 |
| 21. Гехи — Гехи | 16811,9 | 119,2 | 141,0 |
| 22. Аргичи — Верин Геташен | 16417,9 | 173,2 | 94,8 |
| 23. Гаварагет—Норадуз | 16238,0 | 110,1 | 147,5 |
| 24. Касах—Зовуни | 15600,0 | 113,9 | 137,0 |
| 25. Воротан — Борисовка | 14672,6 | 221,7 | 66,2 |
| 26. Гукасян — Красар | 13933,8 | 124,1 | 112,3 |
| 27. Агстев — Дилижан | 13283,4 | 92,7 | 143,3 |
| 28. Арпа — кур. Джермук | 12308,3 | 153,0 | 80,4 |
| 29. Ташир — Саратовка | 7821,4 | 42,6 | 183,6 |
| 30. Чичкан — близ устья | 7404,7 | 47,6 | 155,6 |
| 31. Мартуни — Геховит | 7163,0 | 65,0 | 110,2 |
| 32. Масрик — Мец Мазра | 4995,2 | 33,1 | 147,9 |
| 33. Дзыкпагет — Цовагюх | 3187,5 | 33,1 | 96,3 |
| 34. Варденис — Варденик | 3067,5 | 49,5 | 62,0 |

Прямую связь между величинами ионного и водного стоков хорошо иллюстрирует фиг. 1.

Однако эта зависимость нарушается из-за различия в минерализации вод [1]. Это видно на следующих примерах. Так, например, р. Севджур—Верин Зейва имеет ионный сток 237764,8 т, а по водоносности уступает р. Ахурян—Айкадзор, обладающей водным стоком 862,0 млн.м³. Причиной этого, надо полагать, является характер питания р. Севджур, сток которой на 90—95% состоит из грунтовых вод. Река Воротан—Ангехакот, которая по водоносности (323,9 млн.м³) находится на девятом месте среди рек Армянской ССР, благодаря малой минерализации воды по величине ионного стока занимает пятнадцатое место. Что касается р. Вохчи—Каджаран, то она имеет водный сток (118,3 млн.м³), примерно близкий к водному стоку р. Гехи (Гехи), равному 119,2 млн.м³, но тем не менее ионный сток р. Вохчи (22899,0 т) превосходит ионный сток р. Гехи (16811,9 т). Это говорит о том, что на р. Вохчи сказывается хозяйственная деятельность человека. То же подтверждается и при делении рассматриваемой территории на ландшафтно-гидрологические районы. Из табл. 2 и фиг. 2 видно, что наибольшей интенсивностью химической эрозии на территории Армянской ССР отличается Ахуряно-Разданский ландшафтно-гидрологический район.

На фиг. 3 для наглядности дается изменение ионного стока рек Армянской ССР в зависимости от водоносности, приведенного к единице расхода.

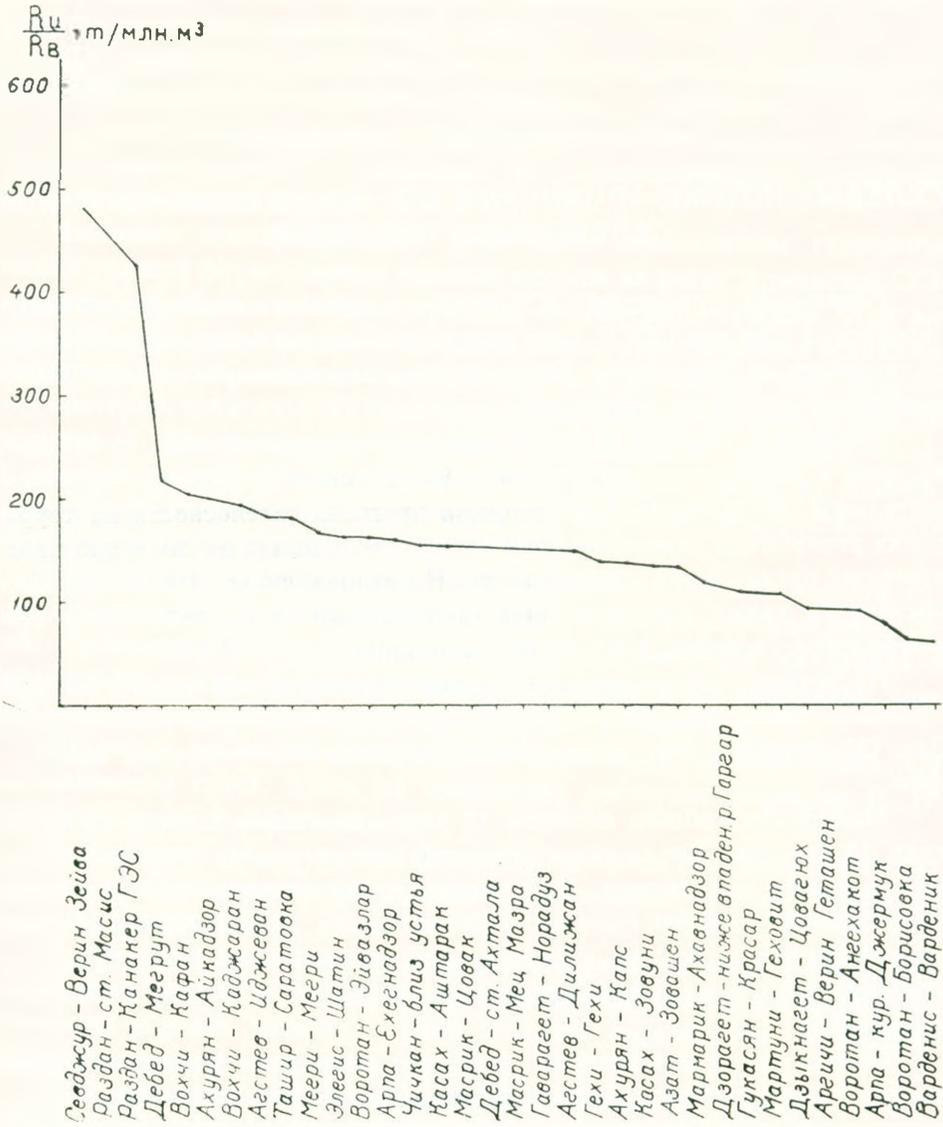


Фиг. 1. Сравнительная характеристика среднегодового ионного стока и водоносности рек Армянской ССР.

Таблица 2

Изменение годового ионного стока (R_{II}) в зависимости от водного стока (R_v) по ландшафтно-гидрологическим районам

| Ландшафтно-гидрологические районы | Ионный сток, т (R_{II}) | Водный сток, млн. м ³ (R_v) | $\frac{R_{II}}{R_v}$ - т/млн. м ³ |
|-----------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------------|----------------------------------------------|
| Ахурьяно-Разданский | 186870,0 | 535,4 | 349,0 |
| Дебедский | 49600,9 | 334,9 | 148,0 |
| Воротан-Мегринский | 37926,0 | 258,6 | 146,7 |
| Агстевский | 33057,7 | 187,3 | 176,5 |
| Азат-Арпинский | 21204,0 | 199,1 | 106,5 |
| Севанский | 10335,1 | 86,9 | 119,0 |



Фиг. 3. Изменение среднегодового поного стока рек Армянской ССР по отношению к единице расхода.

բացահայտված և իոնային և ջրային հոսքերի միջև եղած փոխադարձ կապը: Տվյալները խմբավորված են ըստ լանդշաֆտահիդրոլոգիական շրջանների, ինչպես նաև հաշվարկված են ծախսի միավորին ընկնող իոնային հոսքի մեծության արժեքները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алевин О. А., Бражникова Л. В. Сток растворенных веществ с территории СССР. «Наука», М., 1964.
2. Хаханов И. Г. К вопросу о сравнительной характеристике поного стока на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 3, 1972.

РЕЦЕНЗИИ

Ф. С. ГЕВОРКЯН, Ж. М. КАРАПЕТЯН

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ АРМЯНСКОЙ ССР И МЕТОДИКА ПРОГНОЗА
СЕЛЕНОСНЫХ ПЕРИОДОВ

Территория Армянской ССР является одной из наиболее активных селеносных районов СССР. Селеносные районы занимают приблизительно половину ее территории. Они ежегодно наносят значительный ущерб народному хозяйству республики.

Изучением условий формирования этих отрицательных природных явлений и разработкой комплексных мероприятий по борьбе с их разрушительной деятельностью и методами прогноза селеносности на территории республики занимается ряд научно-исследовательских и производственных организаций и учреждений. Исследованию указанных проблем посвящены также многочисленные исследования ряда гидрологов, геоморфологов, геологов, как в нашей республике, так и в СССР.

Изучением гидрологических условий формирования селей и методов прогноза занимался один из старейших гидрологов республики И. И. Зак. Обобщением этих исследований является рецензируемая монография¹.

Монография общим объемом 12 печатных листов состоит из шести глав, 19 подглав, списка использованной литературы из 138 наименований, а также приложения. Монография иллюстрирована 66 рисунками (картосхемы, графики, снимки) и 58 таблицами. Использованы и приведена 91 формула. Все это, в свою очередь, делает монографию более наглядной, богатой и свидетельствует о направленности и практичности исследований.

Первая глава монографии содержит краткую физико-географическую характеристику районов формирования селевых потоков, сведения о генетической характеристике и классификации селей, а также данные распространения селей по территории во времени и по составу твердой фазы селей и т. д. Из этой главы явствует, что в пределах Армянской ССР существуют 163 селевых потока разных мощностей, из них 105 (около 64%) являются водо-каменными, 46 (около 22%)—грязе-каменными и 12 (8%)—грязевыми. Наиболее селеносные водотоки расположены на притоках р. Дебед (около 33 селеносных бассейнов), селеносными являются также левобережные притоки р. Агстев, реки Арагацкого массива, некоторые притоки р. Аракс (Гетар, Ведн, Вохчи и др.). Наиболь-

¹ И. И. Зак. Гидрологические условия формирования селевых потоков на реках Армянской ССР и методика прогноза селеносных периодов. Труды ЗаКНИГМИ, вып. 56 (62). Гидрометеонздат, Л., 1974.

шее количество селей в республике наблюдается летом (около 79% общего количества наблюдаемых селей).

Во второй главе приводятся результаты разработки методики прогноза селеносности по селеносным бассейнам, в частности, в районах их активного распространения. Здесь авторами использованы формулы Д. Л. Соколовского, Г. А. Алексева, И. В. Егиазарова, М. В. Цовяна, А. В. Оганевского и других.

Авторами предпринималось дальнейшее исследование гидрологических условий формирования селевых потоков на реках Армянской ССР с целью разработки методики прогноза селеносных периодов. При построении различного рода зависимостей между атмосферными осадками, вызывающими образование селей, и другими факторами был получен ряд критериев, позволяющих прогнозирование селевых потоков. К ним относятся: 1) количественные величины максимальных расходов селей; 2) объемы селевых потоков; 3) слой максимального стока; 4) коэффициенты селевого потока в зависимости от состояния предшествующего увлажнения почвы и т. д.

Третья глава содержит расчеты насыщенности селевых потоков наносами и рекомендации по расчету твердого стока при прохождении селей. Приводятся условия накопления рыхлообломочного материала в зависимости от интенсивности процессов выветривания и денудации, данные о распространении средней мутности рек республики.

Изложена также методика расчета (прогноза) твердого стока при возникновении селей. Здесь же приводятся расчетные формулы И. И. Херхеулидзе, М. Ф. Срибный и др.

В четвертой главе рассматриваются вопросы прогноза ливневых осадков, непосредственно вызывающих образование селевых потоков на реках Армянской ССР.

Пятая глава посвящена вопросу рационализации гидрометеорологической сети станций и постов для организации специальной информации о текущих селевых потоках и работ с целью определения количества рыхлообломочного материала.

В шестой главе даются методические указания по прогнозу селеносности.

А. И. Зак в монографии обработал богатый фактический материал гидрометеорологических наблюдений по системе УГМС Арм. ССР, обобщил исследование по прогнозу существующей методики исследования селевых процессов.

В заключение хотим отметить, что тема исследования актуальная и нужная. Подобные исследования немногочисленны, несмотря на то, что их необходимость давно созрела. Особенно ценным в монографии представляется разработанная методика гидрометеорологического прогнозирования селеносности, которая может быть применена и для других территорий Союза.

Разработанная научная основа с учетом региональных особенностей территорий, несомненно, может быть применена и другими исследователями в изучении селевых явлений, их режима, интенсивности и прогнозирования их развития.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.I.1975.

Г. Б. ГРИГОРЯН

ШЕСТАЯ ВСЕСОЮЗНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ТЕМАТИЧЕСКОМУ КАРТОГРАФИРОВАНИЮ

С 23 по 25 апреля в г. Киеве состоялась VI Всесоюзная конференция по тематическому картографированию, посвященная задачам картографического обеспечения охраны природы и окружающей среды. Она была организована Главным Управлением геодезии и картографии при Совете Министров СССР, Географическим обществом СССР, Киевским Государственным университетом и сектором географии АН УССР.

На пленарном заседании были заслушаны доклады, посвященные научным задачам в области охраны природы и рационального использования природных ресурсов (Е. И. Игнатъев, СОПС при Госплане СССР), задачам и принципам комплексного картографирования охраны природы (сотрудники сектора географии АН УССР), основным принципам картографического обеспечения планов и прогнозов формирования производственно-территориальных комплексов (сотрудники КЕПС АН СССР). Наиболее интересными на пленарном заседании, на наш взгляд, были теоретические доклады К. А. Салищева (Картографический метод познания и теория информации) и А. Ф. Асланикашвили (Картографическое моделирование как принципиально необходимое средство научного отражения окружающей среды).

Во второй день конференция прошла по секциям. Всего было организовано шесть секций.

а) Применение картографического метода в изучении природной среды и естественных ресурсов (кураторы И. П. Заруцкая, Н. Ф. Леонтьев);

б) применение картографического метода в изучении социально-экономической среды и рационального использования экономических ресурсов (М. Н. Никишов, В. П. Шоцкий);

в) применение картографического метода в изучении континентального шельфа и рационального использования его ресурсов (Л. И. Беляев, А. И. Сорокин);

г) применение аэрокосмических методов для изучения окружающей среды и природных ресурсов (Ю. Г. Кельнер, Л. Е. Смирнов);

д) автоматизация и механизация работ по тематическому и комплексному картографированию (В. М. Богинский, Е. Е. Ширяев);

е) тематическое и комплексное картографирование Украинской ССР (А. П. Золовский, А. С. Харченко).

Расширенные тезисы докладов были напечатаны и разосланы участникам конференции. Наибольшее число докладов было прочитано в пер-

вой секции. Они были посвящены принципам и методике картирования отдельных компонентов природы и картированию среды в целом (комплексные). Сотрудники Института географии Сибири и Дальнего Востока представили интересный доклад о принципах построения мелкомасштабных оценочных карт ресурсов биоты. Группа сотрудников Тартуского университета выступила с докладом о решении задач охраны природы с помощью составления карт масштабного ряда.

Почвоведы предложили новые типы карт, отражающие структуру почвенного покрова и их использования для оценки земельных ресурсов (В. М. Фридланд, Я. М. Годельман и др.).

Большой интерес вызвали доклад Л. Н. Зайко—«Карта ареалов лекарственных растений как основа рационального использования и охраны их ресурсов» и сообщение Л. М. Васильева—«Изображение охраны природы в атласе лесхоза (методическая работа)». Интересным был также доклад сотрудников Московского университета на тему «Карты для обоснования географических прогнозов». Представленный нами совместно с А. Б. Багдасаряном доклад «Ландшафтное картографирование и проблемы охраны природы на примере Армянской ССР» был включен в эту секцию. Здесь же выступил с сообщением представитель ИГИ АН Арм. ССР Ж. М. Карапетян.

Во второй секции доклады и сообщения были посвящены, в основном, экономико-географическим вопросам. Наибольший интерес вызвала работа О. Р. Назаревского—«Типология оценочных карт и методика их составления». Интересными были также доклады, посвященные оценочным картам для целей сельского хозяйства, применению картографического метода для обоснования рационального использования земель, лесных и сырьевых ресурсов, рыбных запасов и т. п.

Большой практический интерес представила четвертая секция (применение аэрокосмических методов). Доклады здесь были посвящены возможностям использования КФС (космических фотоснимков) при построении комплексных карт охраны природы, теоретической оценке возможности обнаружения и определения размеров природных объектов по космическим фотоснимкам, вопросы картографической интерпретации космических снимков с помощью ЭВМ, дистанционного метода контроля за состоянием природных ресурсов (в частности лесов), исследования эродированности почв, картографической обеспеченности по крупномасштабному картографированию и использованию ресурсов горных территорий и многие другие вопросы природопользования и природоохраны.

В пятой секции основным направлением докладов было применение ЭВМ в картометрии, проблеме исследования природных ресурсов, составлении карт отдельных компонентов природы для целей использования природных ресурсов. Основным выводом представленных докладов является необходимость проведения научной инвентаризации природных ресурсов, которая позволит составить инвентаризационно-справочные карты, отражающие их современное состояние. Последние являются ос-

новой для составления оценочных карт природных ресурсов. На третьем этапе картографирования природы на основании детальных и долгосрочных исследований будут составлены прогнозные и рекомендательные карты использования природных ресурсов.

В условиях горных стран составление подобных карт невозможно без предварительных ландшафтных исследований. Детальная ландшафтная карта является той основой, на которой возможно проведение научной инвентаризации и бонитировки природных ресурсов. Существенна роль общенаучной ландшафтной карты и при перспективном планировании сети заповедников, заказников, охотничьих хозяйств, рекреационных зон и других видов организации охраны, использования и восстановления природных ресурсов. К сожалению, на конференции мало были представлены собственно ландшафтные карты и доклады по этому вопросу.

В период проведения конференции в павильоне «Уголь» ВДНХ УССР работала картографическая выставка: были представлены образцы различных карт и атласов, изданных как в Советском Союзе, так и за границей. В конце конференции состоялось пленарное заседание, где были подведены итоги работы секций, принята резолюция работ конференции и оглашено сообщение Оргкомитета VIII Международной картографической конференции.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 5.V.1975*

