

ՀԱՄԱԶ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

Պատասխանատու խմբագիր՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դուլուխանովա
Պատ. խմբ. տեղակալ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսերյան

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարսիեյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կուրապետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաթյան, երկ.-մին. գիտ. թեկնածու Դ. Ս. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*

Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

Члены: канд. геол.-мин. наук *В. П. Асратян*, докт. геогр. наук *А. Б. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. П. Багдасарян*, канд. геол.-мин. наук *Г. М. Ванцян*, чл.-корр. АН АрмССР *А. А. Габриелян*, докт. тех. наук *Б. К. Карапетян*, канд. геол.-мин. наук *А. Е. Кочарян*, академик АН АрмССР *И. Г. Магакьян*, докт. тех. наук *Г. И. Тер-Степанян*.

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барекамутян, 24.

К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

КЕМБРИЙ И СИЛУР КАВКАЗА

На Большом Кавказе палеозойские отложения протягиваются по северному склону центральной его части длинной полосой (до 300 км) от р. Белой на западе до р. Чегем на востоке; отдельные изолированные выходы их известны также и восточнее упомянутой реки. Ширина полосы палеозойских отложений наибольшая на западе (35 км по р. Белой), постепенно сужается, выклиниваясь к востоку от р. Чегема. Изолированный выход нижнего карбона констатирован и далее к востоку, по правобережью р. Ардон.

В пределах указанной полосы известен почти полный комплекс отложений, от кембрия до перми включительно, с общей мощностью около 17 км, что говорит о несомненном геосинклинальном характере накопления осадков этого времени. Сопровождается он интенсивными проявлениями вулканизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме.

Наиболее полный разрез нижнего — среднего палеозоя Большого Кавказа констатируется ныне на западе: к юго-востоку появляются более молодые образования. Отложения кембрия, силура, девона и нижнего карбона представлены метаморфизованными породами, а образования среднего и верхнего карбона и перми — морскими осадочными и вулканогено-осадочными породами.

В конце (?) нижнепалеозойского времени, а затем в начале среднепалеозойской эпохи, на Кавказе протекали интенсивные горообразовательные процессы (древнекаледонская и новокаледонская фазы), обусловившие перестройку его структур и сопровождавшиеся обширными трансгрессиями. В результате последних отложения кембрия и силура сохранились лишь в единичных пунктах этого горного сооружения.

Кембрий. Отложения кембрия на Большом Кавказе установлены с достоверностью лишь в двух местах: на Дзирульском кристаллическом массиве и в бассейне р. Малки.

В первом районе кембрий представлен свитой филлитов и слюдино-кварцитовых сланцев, содержащих пачки мраморов, в которых найдены (Н. Г. Кузнецов, 1931) *Archaeocyathus* sp. и *Coscynocyathus caucasicus* Vologd., характеризующие нижний кембрий.

Толще филлитов подчинены также зеленые сланцы и амфиболиты, диабазы и порфириты.

В бассейне р. Малки кембрийские отложения впервые установлены А. П. Герасимовым (1936); располагаются они трансгрессивно и с угловым несогласием на породах хасаутской серии (поздний протерозой). Впоследствии указанные отложения были выделены

под названием урлешской свиты (Д. С. Кизевальтер, 1963); наиболее полный разрез ее наблюдается в долине р. Хасаута, в 1 км ниже устья руч. Урлеш. Представлена она красноватыми и реже зелеными песчаниками с тонкими (0,6—3 см) прослоями красно-бурых алевролитов. Мощность свиты 1300—1500 м. Базальный конгломерат состоит из галек кварца (15%), единичных валунов (до 15—20 см) кварцево-гематитовой породы и галек плагиогранит-порфиров, кислых эффузивов и грейзена. Песчаники по составу плагиоклазово-кварцевые, реже кварцевые; калиевый полевой шпат отсутствует. Слоистость по всей толще параллельного типа, тонко- и среднеслоистая (0,1—0,2 до 0,4—0,7—1 м). Внутрислоевые текстуры свидетельствуют о прибрежно-морских условиях образования осадков. В искусственных шлихах обнаружена ассоциация тяжелых минералов, характерных для гранитоидов: преобладает циркон, постоянно присутствует магнетит (Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот, 1966).

Кембрийский возраст свиты устанавливается в основном по стратиграфическому положению ее под верхнесилурийскими отложениями, во внутриформационном конгломерате которых Ю. Я. Потапенко установлены глыбы песчаников и известняков с фауной среднего кембрия. Песчаники из глыб аналогичны кварцевым разностям песчаников урлешской свиты и совершенно чужды хасаутской серии, представленной метаморфизованными вулканогенными и глинистыми осадками геосинклинального типа. Геологическая обстановка в месте нахождения глыб кембрийских известняков достаточно определенно указывает на то, что коренные выходы последних располагались в верхней части или стратиграфически выше урлешской свиты, венчая ее разрез. Трилобитовая фауна среднего кембрия была встречена А. П. Герасимовым в известняке, слагающем изолированную глыбу; среди нее Е. В. Лермонтовой были определены: *Solenopleura radugini* Lerm., *Koldinia latifrons* Lerm., *Peronopsis fallax* var. *crassa* Lerm., *Acrotreta gerassimovi* Lerm. и др.

Из коллекции собранной в этом же районе Ю. Я. Потапенко (1967), Н. Е. Чернышевой были определены: *Homagnostus* aff. *pater* (H. et Wgard.), *Koldiniella* aff. *latifrons* Lerm., *Orloviella caucasica* N. Tchern., sp. nov., *Orloviella* (?) *trapezoidalis* N. Tchern. sp. nov., *Solenopleura raduginiformis* M. Tchern. sp. nov., *Rinalonga* N. Tchern. sp. nov., *Bonneterrina* (?) *convexa* N. Tchern.

Этот комплекс трилобитов характерен, по заключению Н. Е. Чернышевой для верхов среднего кембрия (верхняя часть майского яруса) и наиболее близок салаирскому комплексу, что свидетельствует о несомненном сообщении кавказского морского бассейна с сибирским в конце среднекембрийской эпохи.

Б. В. Тимофеевым в песчаниках свиты обнаружены сине-зеленые водоросли: *Gleocapsamorpha* cf. *prisca* Zal., пленка *Laminarites*,

микроскопические водоросли родов *Mono-trematum*, *Trematospaeridium* и *Protophospheridium*. Весь комплекс растительных осадков свидетельствует по указанному автору, о доордовикском, скорее всего кембрийском возрасте вмещающих пород.

Урлешская свита не находит себе аналогов на территории Кавказа. В то же время по парагенезу и составу осадков и стратиграфическому положению она может быть сопоставлена с терригенными отложениями нижнего кембрия многих районов Советского Союза и сопредельных стран.

В заключение следует указать, что урлешская свита с точки зрения осадочно-метаморфогенного происхождения полезных ископаемых, является перспективной на обнаружение древних россыпей титано-магнетита.

Вышехарактеризованная урлешская свита (нижний и средний кембрий) перекрывается со значительным стратиграфическим перерывом (отвечающим по времени верхнему кембрию, ордовику и нижнему силуру), но без видимого углового несогласия верхнесилурийскими отложениями так называемой лахранской свиты.

В западной части Большого Кавказа отложения нижнего палеозоя впервые указывались В. Н. Робинсоном (1932) в районе горного массива Дженту (междуречье рр. Большой и М. Лабы).

Здесь развита мощная (свыше 2500 м) толща метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований, отнесенная на основании плохой сохранности фауны к нижнему кембрию. Впоследствии, на основании другой фауны и по стратиграфическому положению, толщи эти были отнесены к нижнему-среднему девону.

В пределах зоны Главного хребта (от правобережья р. Малой Лабы до р. Белой включительно) В. А. Мельников (1964) относит к раннему палеозою свиту метаморфических сланцев, занимающих по отношению к вышеописанной толще несколько более низкое стратиграфическое положение. Эта метаморфическая толща сложена в основании кварцитами, сменяющимися кварцито-биотитовыми сланцами, переходящими в кварцито-хлоритовые сланцы, образовавшиеся за счет туфогенных пород. Выше залегает мощная свита филлитов и филлитовых сланцев. Общая мощность толщи около 1800 м: породы ее несут следы контактового воздействия со стороны «гранитов типа Главного хребта» (раннекарбоновых).

Там же над известняками среднего кембрия, отмечаются горизонты роговообманковых сланцев и амфиболитов, часть которых, видимо, являются ортосланцами.

На южном склоне Главного хребта в пределах Абхазии к раннему кембрию отнесена свита (2000 м) кристаллических сланцев (кварцево-слюдяных и др.), а к среднему кембрию — свита (около 1000 м) филлитов и кварцитов.

В эти породы включены пластообразные интрузии рассланцо-

ванных гранитов и гранодиоритов нижнепалеозойского возраста (типа «Уруштенского комплекса»).

К раннему палеозою должны быть отнесены, по-видимому, три выхода из четырех — так называемых, северных серпентинитов — малкинский, беденский и даховский (белореченский). Шиджатмазский выход (бассейн р. Хасаут, лев. пр. р. Малки) приуроченный к верхнему силуру, должен быть увязан с развитием герцинской геосинклинали.

На Малом Кавказе нижний палеозой представлен совместно с докембрием толщей разнообразных метаморфических сланцев (К. Н. Паффенгольц, 1967). Наибольшие площади (до 2—3 км²) они слагают в районе сс. Арзакан-Мисхана (Армения). Кроме того идентичные породы были встречены также в опорной скважине к югу от Еревана (сел. Тазагюх) в пределах Енгиджинского поднятия.

Указанная толща сланцев относилась нами (1948) к кембрию-докембрию; в последующие годы этот метаморфический комплекс Армении подвергся специальному детальному изучению Р. А. Аракелян (1957), который большую его часть относит к нижнему палеозою (кембрий-ордовик). Упомянутый автор расчленил эту метаморфическую толщу на следующие четыре свиты (снизу вверх):

Арзаканская свита ($Pt_2 + Cm_1$). Различные разновидности кварцево-сланцевых, слюдяных и кварцево-полевошпатово-сланцевых (парагнейсы), которые интенсивно мигматизированы. Видимая мощность — 500 м.

Эти породы являются песчаниково-глинистыми осадочными образованиями, метаморфизованными под действием регионального метаморфизма.

Бжнуялская свита (Cm_1). Глинисто-графитовые и разнообразные хлоритовые сланцы с линзами мраморов и, реже доломитов. Мощность — 200—400 м. Залегают согласно на предыдущей, также является метаморфизованной осадочной свитой, в которой преобладают глинистые породы.

Дзораглухская свита (Cm_2 (?)). Бжнуялская свита через хлорит-роговообманковые сланцы постепенно переходит в мощную толщу амфиболитов и различных роговообманковых сланцев с редкими линзами мраморов. Мощность — 800—1000 м. Породы этой свиты являются метаморфизованными вулканогенными образованиями, среди которых преобладают основные эффузии и их пирокластические разности.

Агверанская свита (0 (?)). Видимо, является трансгрессивной; представлена слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, состоящими из диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с линзами мраморов и роговиков. Мощность 600—800 м.

Общая мощность свит достигает 2500—3000 м. Породы дзора-

глухской свиты интродуцированы основными и ультраосновными породами, а агверанской свиты — гранитоидами.

Таким образом, стратиграфический объем древнего метаморфического комплекса Армении, на данном этапе изучения, можно с некоторой степенью условности считать — верхний протерозой-ордовик. Но не исключено вероятно, что нижняя свита может отвечать верхнему архею, средние два — протерозою, а верхняя — кембрию, отвечая по времени урлешской свите ($Ст_1$) Северного Кавказа.

Различного типа гранитоиды, включенные в толщу сланцев Арзаканского района («серые граниты», «кварцевые диориты», а также «гнейсовидные» граниты прежних исследователей) Р. А. Аракелян (1957) считает типичными мигматитами; «гнейсовидная» текстура гранитов не является, по его мнению, признаком их древности, а результатом мигматизации «кристаллических сланцев».

По нашим наблюдениям наиболее древними являются гнейсовидные граниты («мигматиты»), амфиболиты и габбро, которые, видимо являются древнекаледонскими. Кварцевые диориты Агверанской интрузии являются новокаледонскими, гнейсовидные граниты Локского и Храмского массивов — позднедевонскими, а лейкократовые граниты Мисханского хребта — раннекарбоновыми.

Все выходы метаморфических сланцев Малого Кавказа отчетливо выявляют положение его древнего субстрата, полого погружающегося в юго-восточном направлении. При этом намечаются четыре основных направления (зоны) древних поднятий (антиклиналей (?)): 1 — вдоль правобережья долины р. Куры (приурочены к Сомхето-Ганджинской зоне); 2 — вдоль северного края Армянской тектонической зоны (тектонические клинья и линзы, приуроченные к офиолитовому поясу Малого Кавказа); 3 — срединные массивы центральных частей Армянской тектонической зоны и 4 — вдоль долины Аракса (Нахичеванская зона).

Силур. Образования ордовика на территории Кавказа с достоверностью не констатированы.

Отложения силура встречены только на северном склоне Главного хребта, по рр. Малке, Урупу и Большой Лабе.

К ордовику-силуру отнесена толща филлитов с подчиненными прослоями мраморизованных известняков, кварцитов и порфириров. Видимая мощность ее достигает 900 м; она согласно перекрывается отложениями нижнего и среднего девона.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура встречены лишь в бассейне р. Малки, где они представлены отложениями, так называемой, Лахранской свиты, подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя, выраженная переслаиванием известняков, песчаников и филлитовидных сланцев, включает горизонт внутриформационных конгломератов и линзы кварцевых песчаников. В прослоях известняков А. П. Герасимовым (1916) была собрана многочисленная фауна ортоцератитов, брахиопод, гастропод, пеле-

ципод и трилобитов, характерных для лудловского яруса (определение М. Э. Янишевского). Из новых форм, собранных Ю. Я. Потапенко следует указать: *Cardiola cornucopie* Coldf., *Crotalocephalus* aff. *sternbergi* Bocen., *Orthoceros nobile* Barr., *O. taeniolo* Barr., *O. indetermina* Barr., *O. fassiolatum* Barr., *O. amligena* Barr., *O. cf. truncatum* Barr., *O. cf. striato-punctatum* Münst., *Cycloceras acinoces* Barr., *Dawsonoceras* cf. *imbricatum* (Wahl.) определенные З. А. Максимовой и З. Г. Балашовой. В самых нижних слоях свиты собраны лудловские гастроподы — *Orthonychia* cf. *subcarinata* Barr., *Platyceras sinistrum* Barr., а также *Cardiola concentrica* Barr., *C. persignata* Barr., *C. coma* Barr. По заключению В. Ф. Куликовой последние три формы датируют нижнелудловский подъярус и соответствуют буднянским слоям Чехии и скальскому горизонту Подолни.

В филлитовидных сланцах нижней подсвиты, отобранных Ю. Я. Потапенко, Б. В. Тимофеевым встречен комплекс фитопланктонных форм указывающих на верхний силур: *Symplassosphaeridium*, *Pterospermopsimorpha*, *Leiosphaeridium Eisenacki* Tim., *Tasmanites*, *Protosonosphaeridium*, *Trematosphaeridium*, *Sophosphaeridium*, *Trachysphaeridium attenuatum* Tim., *Vavosphaeridium*, *Leiotriletes* sp., а также олиготрилетные споры *Leioligotriletum minutissium* (Naum.) Tim. и *Trachioligotriletum obsoletum* (Naum.) Tim.

Верхняя подсвита (430 м) лахранской свиты сложена филлитовидными сланцами с прослоями кремнистых сланцев. Фауны не обнаружено, возможно отнесение этой подсвиты к нижнему девону, учитывая присутствие в известняках нижней подсвиты форм, переходных к девону.

Выполненный Ю. Я. Потапенко формационный анализ вышеописанных нижнепалеозойских образований показал следующее. В них выделены — красноцветная молассовидная, карбонатно-терригенная и аспидная формации, резко отличающиеся от протерозойских. Эти осадки относятся к новому — герцинскому седиментационному циклу.

В основании разреза палеозоя залегает красноцветная молассовидная формация, отвечающая урлешской свите кембрия. Для нее характерен парагенез: плагиоклазово-кварцевый песчаник — плагиоклазово-кварцевый алевролит. Из верхней части этой формации, по-видимому, происходят песчаники и известняки, встреченные в виде глыб и валунов во внутриформационном конгломерате силура. Породы формации отлагались в компенсированном прогибе в условиях мелководья.

Здесь развита мощная метаморфическая толща, которая на всем своем протяжении от р. Маруха до р. Малая Лаба, а также западнее и восточнее является единой в стратиграфическом и петрографическом отношении и принадлежит по возрасту к среднему палеозою. Представлена она мощной серией разнообразных вулкано-

генных и осадочных пород, образующих типичный ряд геосинклинальных формаций. Внутри этой области намечаются две структурно-фациальные зоны общекавказского направления, граница между которыми проходит примерно по линии г. Карабек — пос. Кировский. Более прогибалась северо-восточная зона, юго-западная зона отставала в опускании, либо являлась областью с некомпенсированным прогибанием (А. А. Белов, С. М. Кропачев, А. Ю. Розанов, 1963).

Карбонатно-терригенная формация верхнего силура включает нижнюю подсвиту лахранской свиты. Кверху она сменяется аспидной формацией с парагенезом: глинистый сланец — кремнистая порода. Завершается этот цикл молассами позднего палеозоя. В геотектоническом отношении этот цикл отвечает герцинидам, наиболее полно представленным в зоне Передового хребта. Каледонские молассы на Северном Кавказе неизвестны; не доказаны и, по-видимому, также отсутствуют в этом регионе и геосинклинальные формации раннего палеозоя. Таким образом, пока нет достаточных оснований для выделения на Северном Кавказе самостоятельного каледонского этапа развития.

Фауна верхнего силура района Малки, отвечающая самым верхним его горизонтам, содержит элементы нижнего девона, что позволяло предполагать отсутствие здесь перерыва между этими системами.

Интрузивная и вулканическая деятельность в силуре на Большом Кавказе не проявлялась. На Малом Кавказе с орогенической фазой на границе силура и девона (новокаледонской) можно предположительно связывать образование кварцевых диоритов Агверанской интрузии в Армении.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 22.IV. 1968.

Կ. Ն. ՊԱՅՅԵԼՅԱՆ

ԿՈՎԿԱՍԻ ՔԵՄԲՐԻՆ ԵՎ ՍԻԼՐԻՆ

Ա Վ Փ Ե Ռ Ո Ւ Մ

Հոդվածում բերված են վերջին տվյալների համաձայն Մեծ և Փոքր Կովկասի բեմբրիի և սիլուրի առաջացումների բնութագիրը և ֆորմացիոն անալիզի հիման վրա կատարած համադրումները:

Քեմբրիի և սիլուրի նստվածքները Կովկասում պահպանվել են միայն սակավաթիվ վայրերում՝ հզոր լեռնակազմական (հին և նոր կալեդոնյան) պրոցեսներով պայմանավորված ստրուկտուրային փոխակերպումների և լայնատարած տրանսպրեսիաների պատճառով:

Քեմբրին Մեծ Կովկասում հաստատված է միայն երկու կետում՝ Զիրուլում և Մալկա գետի տվյալներով:

Վաղ պալեոզոյան հասակին են դասվում նաև Գլխավոր լեռնաշղթայի

գոտում տարածված (Մալկայից մինչև Բելայա) մետամորֆիկ թերթաքարերի 1800 մ շերտախումբը: Գլխավոր լեռնաշղթայի հարավային լանջին (Արխադիա) ևս վաղ բեմբրիին են դասվում բյուրեղային թերթաքարերի (2000 մ) շերտախումբը, իսկ միջին բեմբրիին՝ ֆիլիտների և քվարցիտների (1000 մ) շերտախումբը:

Վաղ պալեոզոյան հասակին պետք է դասել, ըստ երևույթին, այսպես կոչված հյուսիսային սերպենտինիտների շորս ելքերից երեքը — Մալկինյանը, Բեդենյանը և Դախովյանը (Բելորեչենսկին), իսկ Զիդժամատագյանը պետք է կապվի նաև ուշինյան դեոսինկլինալի պարզացման հետ:

Փոքր Կովկասում ստորին պալեոզոյը մինչբեմբրիի հետ միասին ներկայացված է մետամորֆիկ թերթաքարերի շերտախմբով (2500—3000 մ), (Կ. Ն. Պաֆֆենգոլց, 1967), որի հասակը ուսումնասիրության տվյալ փուլում պայմանականորեն կարելի է համարել վերին պրոտերոզոյ-օրդովիկ: Զի բացառված էան, որ ներքին մասը կարող է համապատասխանել վերին արխեյին, միջինը — պրոտերոզոյին, իսկ վերինը՝ բեմբրիին: Վերջինս հնարավոր է համադրել Հյուսիսային Կովկասի ուրլեչյան շերտախմբի հետ:

Ինտրուզիաներից, ըստ հեղինակի, ամենահինը հանդիսանում են զնեյսանման գրանիտները («միգմատիտները»), ամֆիբոլիտները և դաբրոները, որոնք, ըստ երևույթին, համապատասխանում են հնագույն կալեդոնյան դիաստրոֆիզմին: Աղվերանի ինտրուզիայի քվարցային դիորիտները հանդիսանում են նոր կալեդոնյան, Խրամի և Լոկի զնեյսանման գրանիտները — ուշ կալեդոնյան, իսկ Միսխանայի լեյկոկրատ գրանիտները — վաղ կարբոնի հասակի առաջացումներ:

Փոքր Կովկասի մետամորֆիկ թերթաքարերի բոլոր ելքերը ցայտուն կերպով դրսևորում են նրա հնագույն սուբստրատի դիրքը, որը առիկող աստիճանաբար ընկղմվում է հարավ-արևելյան ուղղությամբ, կաղմելով հնագույն բարձրացումների 4 հիմնական գոտիներ՝ 1) Քուր գետի երկայնքով (Սոմխետ-Գանձակի գոնա), 2) Հալկական տեկտոնական զոնայի հյուսիսային եզրի երկայնքով (օֆիոլիտային գոտուն հարող տեկտոնական սեպեր և ոսպնյակներ), 3) Հալկական տեկտոնական զոնայի միջնային զանգվածներ և 4) Արաքս գետի երկայնքով (Նախիջևանյան զոնա):

Ս ի լ ո լ ո Ւ. Սիլուրի հասակի նստվածքները առկա են միայն Գլխավոր լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջում՝ Մալկա, Ուրուպ, Մեծ և Փոքր Լաբա գետերի շրջանում, ներկայացված լախտանյան շերտախմբի 2 ենթաշերտախմբերով:

Նրանց ֆորմացիոն անալիզը ցույց է տալիս, որ այստեղ առկա են՝ կարմրագույն մոլասանման, կարբոնատ-տերիզեն և ասպիդային ֆորմացիաներ, որոնք խիստ կերպով տարբերվում են պրոտերոզոյի ֆորմացիաներից և դասվում են ավելի նոր՝ հերցինյան սեդիմենտացիոն ցիկլին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.
Белов А. А., Кропачев С. М., Розанов А. Ю. О возрасте метаморфических толщ Передового хребта Северного Кавказа. Изв. Высш. Учебн. завед., геология и разведка, № 1, 1963.

- Герасимов А. П. и Янишевский М. Э. О верхнесилурских осадках в окрестностях Кисловодска на Северном Кавказе. Изв. Геол. Ком., т. XXXV, № 7, 1916.
- Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. Матер. по геол. Центр и Зап. Кавказа 2, Ставрополь, 1960.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Известия Высш. Учебн. завед., Геология и разведка, № 1, 1963.
- Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. L, вып. 100, 1931.
- Мельников В. А. К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. Сов. геология, № 11, 1964.
- Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, вып. 5—6, 1967.
- Потапенко Ю. Я. Стратиграфическое расчленение додевонских метаморфических формаций Северного Приэльбрусья. Новочеркасск, 1967.
- Потапенко Ю. Я. и Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Потапенко Ю. Я. и Момот С. П. О литологии и возрасте Урлешской свиты Северного Приэльбрусья. Советская геология, № 4, 1966.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Труды Всес. геол.-разв. объедин. (ВГРО), вып. 226, 1932.
- Тимофеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Э. В. АНАНЯН

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

(на примере Кафанского района Арм. ССР)

В последнее время как за рубежом, так и в нашей стране бурно развивается один из наиболее перспективных методов изучения тектонических явлений — тектонофизика. Основная задача тектонофизических исследований заключается в выяснении механизма образования связных и разрывных нарушений, явлений, которые связаны с глубинными процессами, происходящими в недрах земли.

При обычных геологических методах исследований мы сталкиваемся с уже свершившимися фактами, являющимися результатами сложных и длительных геологических процессов, с продолжительностью многих миллионов лет. Тектонофизические исследования позволяют наглядно воспроизвести общую, а иногда очень детальную картину хода тектонических процессов в лабораторных условиях.

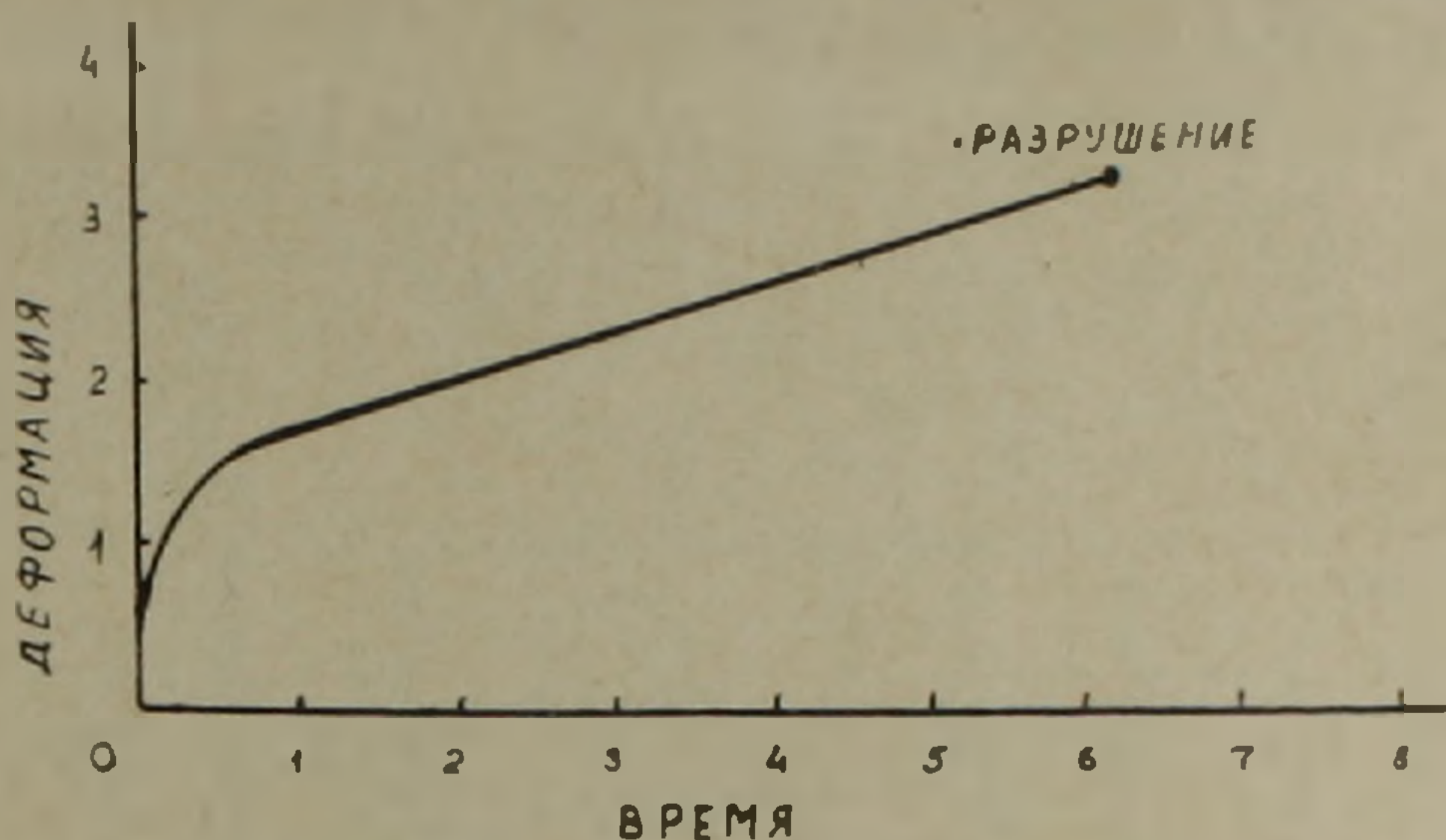
Многообразие структурных элементов земной коры зависит от многочисленных факторов, к числу которых можно отнести литологические, петрографические, физико-механические особенности пород, слагающих данный участок коры, а также тектонические силы, действующие с разной активностью в разных частях земной коры.

Лабораторные исследования преследуют цель иллюстрации уже существующих представлений о ходе развития этих процессов, их проверки, а также получения дополнительных данных для утверждения или опровержения тех или иных представлений. Следовательно, для решения таких задач тектонофизические исследования должны быть проведены с учетом накопленных фактических данных, моделирования тектонических явлений и физико-механических свойств горных пород.

В лабораторных условиях воспроизведение тектонических процессов возможно лишь при соблюдении определенных правил. Надо отметить, что в моделировании механизма образования связных и разрывных нарушений горные породы непригодны, так как в этом случае потребуется произвести эксперимент в течение длительного времени. Но так как время эксперимента в лабораторных условиях ограничено, то уменьшение продолжительности опытов достигается за счет изменения основных физико-механических свойств материалов, заменяющих горные породы. Таким образом, встает вопрос эквивалентных материалов — т. е. материалов-заменителей с определенными физико-механическими свойствами и соблюдение условий подобия, т. е. при каких соотношениях основных свойств эквивалентных материалов и пород можно считать происходящие явления по-

добными. Следовательно, при моделировании экспериментатор должен иметь объект и эквивалентные материалы, физико-механические параметры которых определены.

Деформация тела происходит под действием внешних и внутренних сжимающих или растягивающих усилий и на графике выражается в виде кривой линии (фиг. 1), называющейся кривой кинетики деформации. Она имеет определенную форму и состоит из отрезков, характеризующих упругую, пластическую деформацию и разрушение материала, причем разрушение тела происходит при

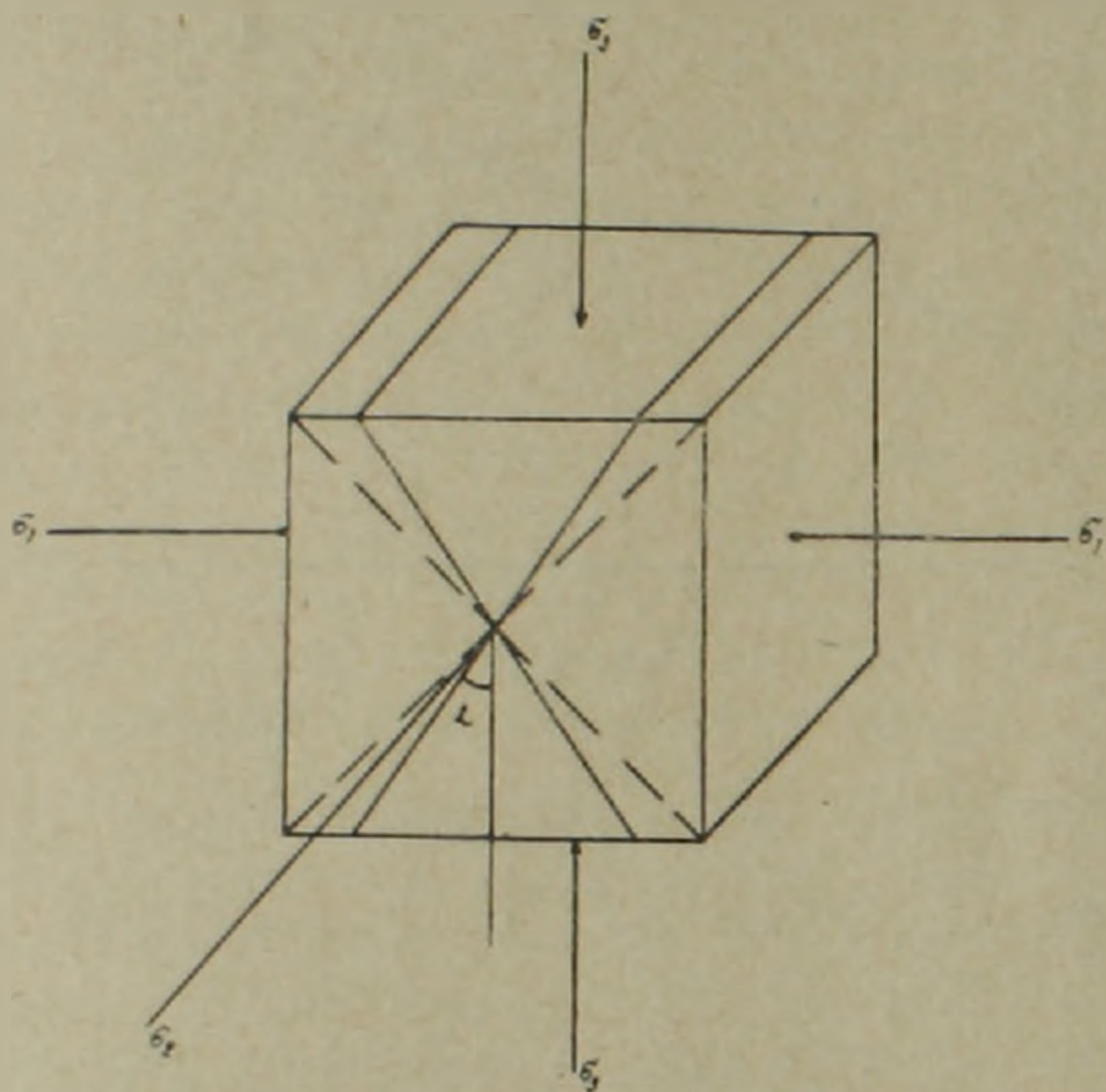


Фиг. 1. Кривая кинетики деформации.

достижении равенства между величиной соответствующих разрушающих напряжений (P) и пределом прочности (P_n) горной породы. Трещины, образованные в результате разрушения материала, могут быть отрывами и сколами. Эти два типа трещин возникают при разрушении образца на отрыв и скалывание, причем первые возникают на плоскостях, перпендикулярных к направлению действия алгебраически максимальных главных нормальных напряжений. Сколовые трещины возникают по всем остальным направлениям, косо ориентированным по отношению направления действия главных нормальных напряжений. Исследования показывают, что в горных породах эти трещины по отношению осей алгебраически минимальных главных нормальных напряжений располагаются под углами меньше 45° , и их схема образования несколько отличается от схемы, предложенной Беккером (гипотеза эллипсоида деформации Беккера), где этот угол равен 45° , в то время как для горных пород он меньше на угол α , величина которого зависит от многих факторов, в том числе прочностных и пластических свойств испытуемых горных пород (фиг. 2).

Изучение механизма формирования как элементарных, так и крупных тектонических разрывных нарушений в лабораторных условиях вполне возможно. Такие эксперименты были поставлены Г. Клоссом (1929), М. В. Гзовским и Е. И. Чертковой (1953), М. В. Гзовским (1956, 1963) и другими исследователями.

Тектонофизическое изучение разрывных нарушений охватывает три этапа: а) полевое изучение трещиноватости, в период которого выясняется пространственное расположение систем трещин, их характерные черты, расположение участков с особенно густой сетью трещиноватости на антиклиналях, синклиналиях и на других структурных формах, б) предварительные соображения о механизме образования и развития систем трещин и крупных разрывных нарушений, в) сбор дополнительных фактических данных путем моделирования для проверки предполагаемого механизма формирования и развития разрывных нарушений.

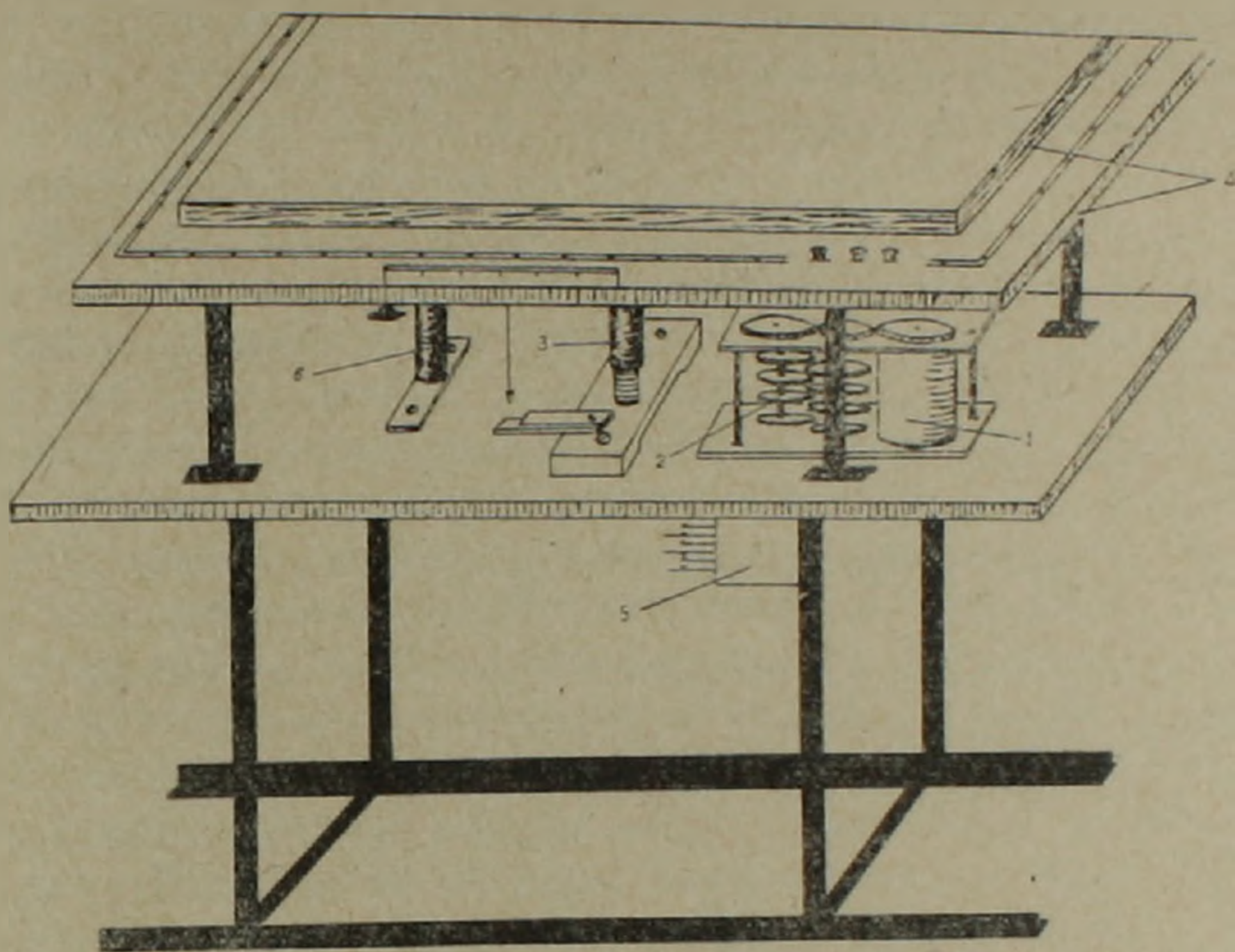


Фиг. 2. Образование трещин скалывания (сжатие). Пунктиром показано теоретическое положение образования сколов, сплошной линией — реальное положение этих трещин, α — угол отклонения, σ_1 — наименьшее, σ_2 — среднее, σ_3 — наибольшее главные сжимающие напряжения.

Во время полевого периода исследований на территории Кафанского района Арм. ССР. было детально изучено распространение и характерные черты трещиноватости на вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях Кафанского брахиантиклинория (Э. В. Ананян, 1966). Во избежание повторения отметим, что трещиноватость пород Кафанского брахиантиклинория распространена крайне неравномерно и наибольшее развитие она получает в присводовых частях и на северо-восточном крыле вторичной (Кафанской) брахиантиклинали. Образование как крупных, так и мелких разрывных нарушений есть результат действия восходящих тектонических сил.

С целью проверки этой идеи было поставлено большое количество экспериментов (около 30), моделирующих процесс возникновения и развития мелкой и крупной трещиноватости на брахиантикли-

нальной складке, формировавшейся в условиях вертикально-направленных тектонических сил. Для соблюдения условий подобия, вулканогенно-обломочные породы Кафанского района при моделировании были заменены бентонитовой глиной, влажностью 50%. Эксперименты проводились на металлическом стенде в условиях подъема с постоянной скоростью. На фиг. 3 дана принципиальная схема при-



Фиг. 3. Схема прибора. 1. Мотор, 2. Редуктор, 3. Ось штампа, 4. Стол с натянутой резиной и влажной глиной, 5. Реле, 6. Направляющий стержень.

бора. Вращение мотора (1), через редуктор (2) передается вертикально движущемуся штампу (3) в форме неправильного полуовала. На металлический стол (4) с прорезом формы штампа, натягивается эластичная резина. Влажная бентонитовая глина наносится слоем мощностью 3—5 см на резину. После подъема, в конце эксперимента производилось опускание штампа с целью наблюдения за изменениями модели, происходящими после ослабления восходящих механических сил. Для получения характерных результатов были проведены серии одинаковых опытов. Кафанский брахантиклинорий имеет площадь 50×30 км. Прибор имел размеры 50×30 см, следовательно, геометрический масштаб равнялся $1 : 100.000$, т. е. $C_e = 10^{-5}$, $C_t = 2 \cdot 10^{-11}$ (1 мин. соответствует 100.000 годам). По формулам $C_v = \frac{C_e^2}{2C_\eta}$; $C_\tau = \frac{C_e}{2}$ и $C_\gamma = \frac{1}{2} C_e C_t$ вычисляется $C_v = 5 \cdot 10^{-11}$; $C_\tau = 5 \cdot 10^{-5}$ и $C_\gamma = 10^{-15}$. Принимается $C_g = 1$ (сила тяжести остается

без изменения) и $C_p = 0.5$ (плотность горных пород в 2 раза больше плотности бентонитовой глины)*.

Подъем штампа на моделях во всех опытах приводил к появлению систем трещин разных типов, грабенов, горстов, сбросов, а также зон с интенсивным развитием надвигов в краевых частях модели.

Образование трещиноватости. Трещины на моделях появляются на ранних стадиях образования сводового поднятия. Первые трещины представляют собой изолированные друг от друга разрывы, расположенные, в основном, кулисообразно. Ранние трещины возникали в сводовых частях и после некоторого подъема штампа почти перестали развиваться. Наблюдалась центробежная, четко выраженная миграция трещинообразования к крыльям образовавшейся антиклинали. Расположение последних также кулисообразное по отношению друг к другу. По мере роста складки элементарные трещины приоткрывались и развивались с краев. В некоторых случаях происходило постепенное соединение соседних трещин по мере роста складки, причем, очень часто, между кулисообразно расположенными трещинами возникали участки с довольно широкой зоной мелкой трещиноватости. Дальнейший рост складки приводил к перемещению напряжений на края развивающихся элементарных трещин, вследствие чего перемычки между приближенными трещинами не выдерживали действия сил и разрушались. Во время опытов наблюдались очень характерные для наших моделей явления. Наиболее интенсивное разрушение перемычек между соседними трещинами происходило на определенных участках, соответствующих очертанию отражения движущегося штампа. Именно в этих местах и возникали зоны интенсивной трещиноватости и крупных, сложно-построенных трещин.

После образования крупных, зияющих трещин, расположенных на присводовых частях брахиантиклинали, ранние трещины, образовавшиеся на своде складки, развиваются очень слабо, либо совсем перестают развиваться. Все ранние трещины, расположенные на своде складки — крутопадающие, с падением плоскости к оси штампа. Наиболее поздние трещины на крыльях складки имеют сравнительно меньшую крутизну с плоскостями падений в сторону крыльев складки. Наиболее поздние трещины часто обладают характерными чертами трещин скалывания. Следует отметить, что по мере развития складки, некоторые трещины отрыва превращаются в сколовые. По плоскостям трещин происходят относительные перемещения блоков.

Обычно, в процессе развития складки происходило выполаживание ранних трещин. Это явление происходит в результате подъема

* C_r , C_t , C_v и C_σ — множители подобия расстояния, времени, скорости, напряжения и вязкости соответственно. Отношение между одноименными сходными величинами природного объекта и модели называются множителями подобия (Гзонский М. В., 1963).

слоя вместе с образованными трещинами, а также в результате появления новых пологозалегающих трещин преимущественно сколового типа.

Образование крупных трещин происходит путем соединения многочисленных элементарных трещин скола и отрыва в период развития складки. Часто на краях уже сформировавшихся крупных трещин появляются новые трещины, в основном, крутопадающие, которые, в свою очередь, осложняют зону разлома, а иногда приводят к увеличению трещиноватой зоны, сопровождающей крупные трещины. В этих случаях, крупные сложные трещины иногда обладают большой протяженностью и представлены зоной сильно раздробленных пород и оперяющих трещин.

Образование горстов, грабенов и сбросов. Если в ранних стадиях роста складки образовались элементарные трещины, а некоторые из них превращались в крупные сложно построенные трещины, то в дальнейшем происходило образование структурных форм, возникновение которых закладывалось еще в ранних стадиях формирования складки. Речь идет об образовании горстов, грабенов и сбросов, развитых преимущественно в присводовых частях структуры.

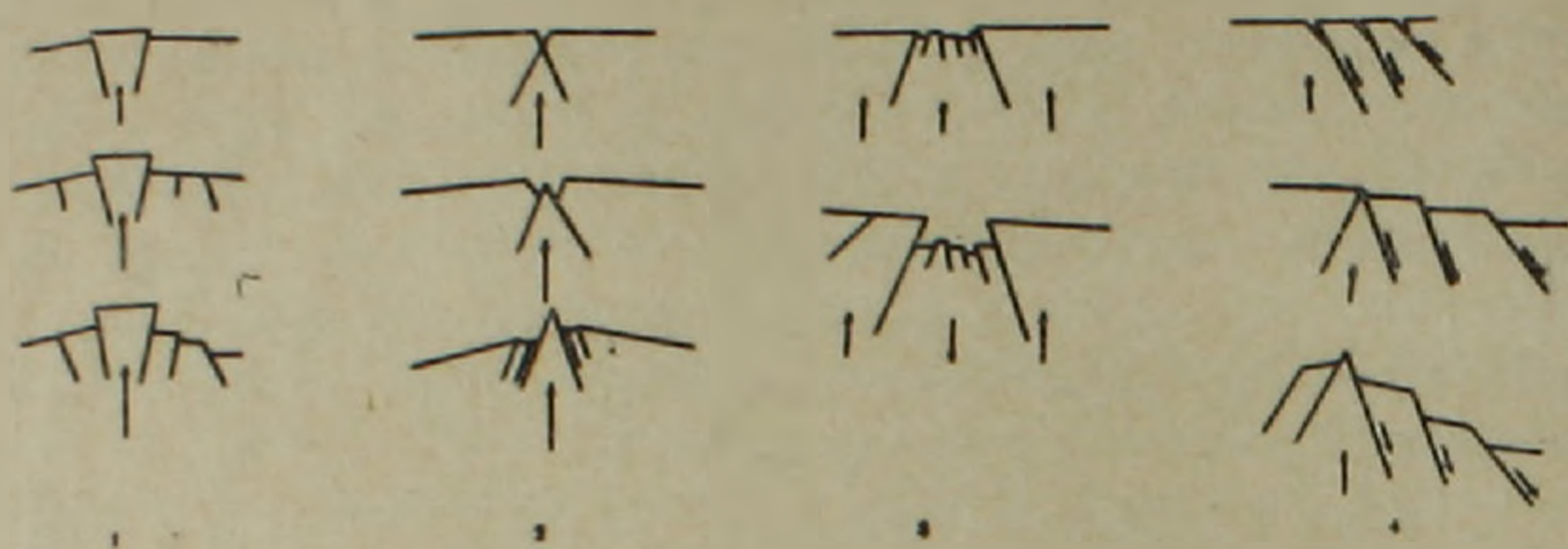
Горсты и грабены возникали между двумя хорошо выраженными крупными трещинами, в результате подъема отдельных блоков в процессе роста антиклинали. Иногда на моделях возникали сложно построенные горсты, состоящие из простых, ступенчатых сбросов и грабенов (фиг. 4 (1)). На поздних стадиях развития складки происходило поворачивание горстов и выполаживание углов падения трещин, ограничивающих приподнятые блоки. В присводовых частях складки (в сравнительно меньшем количестве) возникали клинообразные горсты (фиг. 4 (2)). В этих случаях одна из ограничивающих трещин, как правило, древнее и намного круче, чем другая, возникшая со стороны крыла складки. Грабены образовались одновременно с горстами или же отставали от них на небольшой промежуток времени, так как появление грабенов в какой то мере зависит от подъема соседних блоков, являющихся одновременно горстами. Часто возникали сложные грабены, состоящие из нескольких сравнительно небольших грабенов и горстов, а также ступенчатых сбросов (фиг. 4 (3)). Окончательное формирование грабенов происходило во время спуска штампа, вследствие чего под тяжестью собственного веса происходило оседание блока. В этих случаях верхние части грабенов, будучи зажатыми с боков между соседними блоками, приобретали вогнутую форму в виде синклинали.

Сбросы обычно тяготеют к крыльям складки и представлены трещинами скола (фиг. 4 (4)) с углами падений $30-40^\circ$ в сторону крыльев. По мере роста складки эти трещины, в отличие от трещин отрыва, постепенно становились крутопадающими. Амплитуды смещения ступенчатых сбросов в присводовых частях намного больше.



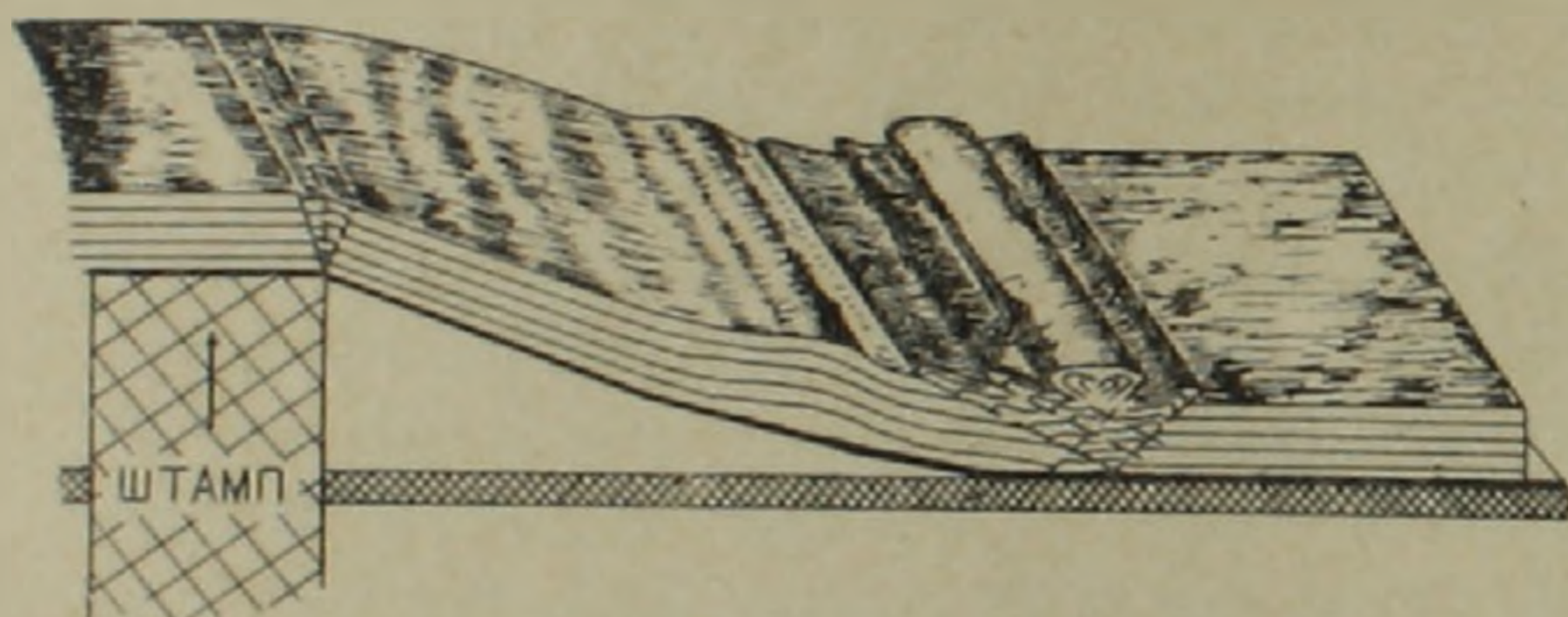
чем в отдаленных от свода частях складки. Это, вероятно, говорит о разрядке напряжений по мере удаления от свода к крыльям.

Почти во всех опытах, на краевых частях модели, на поздних стадиях экспериментов, при подъеме штампа (до 15 см) возникали



Фиг. 4. Схема последовательности развития горстов (1), клинообразных горстов (2), сложных грабенков (3), ступенчатых сбросов (4).

хорошо выраженные надвиги, с надвиганием висячих крыльев в обе стороны. Надвиговые зоны обычно простирались вдоль направления оси складки. Редко образовывались две системы надвигов с падением плоскостей в противоположные стороны (фиг. 5). Трещины в



Фиг. 5. Образование складок второго порядка и надвигов на крыле брахискладки. Пунктиром даны системы трещин, стрелка показывает направление движения штампа. Жирной линией показан слой резины.

зоне надвигов, обычно, пологопадающие ($35-40^\circ$). На месте пересечения разнопадающих трещин наблюдалось раздробление материала и образование густой сети трещиноватости. Интенсивность развития и ширина надвиговой зоны зависит от мощности слоя влажной глины. В слоях большей мощности образуются широкие зоны надвигов.

Таким образом, в лабораторных условиях удалось показать некоторые стороны образования разрывных нарушений и проследить ход их развития.

На территории Кафанского брахиантиклинория во время полевых исследований были выявлены участки с интенсивной мелкой и крупной трещиноватостью и с широким развитием (особенно на северо-восточном крыле) крупных зон разлома, сложного стросния как по вертикали, так и по простирацию. Обнаружены также горсты (Арфикский, Шаумянский), грабены (Башкендский — Н. Кавартский)

и многочисленные мелкие ступенчатые сбросы. На северо-восточном крыле, в районе сс. Давид-бек и Кахнут в породах нижнего мела можно наблюдать мелкую вторичную складчатость и зоны смятий, напоминающих образование надвиговой зоны на моделях.

Следовательно, предполагая, что формирование Кафанского брахиантиклинория происходило в условиях подъема свода складки под действием восходящих тектонических сил, допускаем, что разрывные нарушения, осложняющие эту складку, образовались в условиях длительного подъема структуры и ослабления тектонических усилий в конце формирования брахискладки. Эксперименты наглядно показали правдоподобность этих предположений.

На примере вышеописанных опытов становится ясным, что моделирование тектонических явлений поможет в какой-то степени заполнить пробел, существующий в области познания механизма образования тектонических разрывных нарушений на брахиантиклинальных складках.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 7.VI.1967.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ

ԽՉՈՒՄՆԱՅԻՆ ԽԱՆՏՈՒՄՆԵՐԻ ՏԵԿՏՈՆՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆ-
ՆԵՐԸ (ՀՍՍՀ ՂԱՓԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ՕՐԻՆԱԿՈՎ)

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերջին տարիներս տեկտոնական երևույթների առաջացման և զարգացման մեխանիզմի հարցը մեծ կարևորություն է ստացել: Այն հնարավորություն է տալիս հասկանալու այդ երևույթների ընթացքի առանձնահատկությունները և երբեմն նրանց առանձին փուլերը: Այդ հարցերով է զբաղվում մի նոր ուղղություն, տեկտոնոֆիզիկան, որը հանդիսանում է տեկտոնական երևույթների հետազոտման նոր մեթոդ:

Տեկտոնոֆիզիկան կոչված է բացատրելու երևույթների երկրաբանական, ֆիզիկական առանձնահատկությունների կապը և տալու նրանց առաջացման մեխանիզմը:

Տեկտոնոֆիզիկան կոչվում է բացատրելու երևույթների երկրաբանական, ապառների ճեղքավորվածություն, հորստերի, գրաբեկների և վրաշարժերի առաջացումը բրախիանտիկլինալային ծալքերի վրա: Անտիկլինալի զարգացման վաղ շրջանում տարրական, սկզբնական ճեղքերը առաջանում են առանձին, իրարից անջատ: Մալքի զարգացումը հանդեցնում է նրանց մասսայական միացմանը, և խոշոր տեկտոնական խզվածքների առաջացմանը անտիկլինալի մերձգաղաթային մասերում: Հետագայում կատարվում է ճեղքառաջացման տեղափոխություն դեպի ծալքի թևերը:

Ընդհանրապես, սկզբնական ճեղքերն ունեն թեք անկում, որոնց մի մասը հետագայում ձևոր է բերում ավելի փոքր անկման անկյուններ: Հորստերը և գրաբեկները առաջանում են անտիկլինալի զարգացման համեմատաբար ուշ

շրջանում: Վերջիններս ըստ առաջացման ժամանակի մի փոքր են են մնում
 փորստերից: Աստիճանաձև վարնետքերը սահմանափակվում են կտրման ճե-
 քերով: Նույնպիսի ճեղքերով են սահմանափակվում նաև վերնետքերը, որոն-
 առաջանում են անտիկլինալի թևերի հեռավոր մասերում: Վերջիններիս զա-
 ղացման ինտենսիվությունը կախված է ծալքավորվող հաստվածքի հզոր-
 թյունից:

Ղափանի բրախիանտիկլինորիումը, իր սարուկտուրային հատուկ ձևի
 բազմազանությամբ արդյունք է ուղղաձիգ (ներքեից վերև) տեկտոնական ուժ-
 րի սերգործության:

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Ананян Э. В. Некоторые черты трещиноватости пород Кафанского брахиан-
 тиклинория. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. XIX, 3, 1966.
 Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайской
 антиклинория. Части III и IV. Изд. АН СССР, 1963.
 Гзовский М. В., Черткова Е. И. Моделирование волнистости простирания крупны-
 тектонических разрывов. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 6, 1953

К. С. ШАБОЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЛОГЕНОВ В ГРАНИТОИДАХ БАРГУШАТСКОГО ХРЕБТА

Изучение закономерностей поведения галогенов (летучих) в интрузивных породах представляет большой интерес для выяснения химизма магматических процессов и условий образования рудных месторождений.

С целью выяснения закономерностей распределения галогенов в интрузивных породах гранитоидного состава и их роли при переносе рудных элементов в постмагматические растворы нами изучались третичные интрузивы Баргушатского хребта.

Район Баргушатского хребта входит в Центральную складчатую зону Армении и Гиратахским региональным разломом отделяется от соседней Сомхето-Карабахской зоны.

В геологическом строении района принимают участие метаморфизованные породы докембрия-нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы эоцена и олигоцена.

Интрузивные породы Баргушатского хребта прорывают вулканогенно-осадочные породы верхнего девона, эоцена и образуют изолированные массивы различных размеров и форм, расположенные на южном и северном склонах хребта.

Изучением вопросов геологии, петрографии и рудоносности интрузивных пород занимались А. Л. Додин, В. Н. Котляр, В. Г. Грушевой, А. Н. Соловкин, И. Г. Магакьян, Т. Ш. Татевосян, С. С. Мкртчян, К. Карамян, П. О. Пиджян, М. П. Исаенко, Г. О. Межлумян, О. Г. Гуюмджян и др.

Почти все исследователи отмечают идентичность геолого-структурного положения и петрографических особенностей интрузивных пород Баргушатского хребта и Мегринского плутона.

В последнее время Р. Х. Гукасян и Б. М. Меликсетян [5] на основании данных детальных радиологических и геолого-петрографических исследований в составе Мегринского батолита выделяют два разновозрастных комплекса: верхнеэоценовый с абсолютным возрастом 38—39 млн. лет и нижнемиоценовый с абсолютным возрастом 23—24 млн. лет.

В работе [5] приведены данные по абсолютному возрасту пород Ковшутского, Гехинского и Казанличского массивов Баргушатского хребта. Анализ этих данных позволил установить следующее.

Возраст пород Комшутского массива и внешнего кольца Гехинского массива датируется 40 млн. лет. Возраст гранодиоритов, составляющих ядро Гехинского массива датируется 37 млн. лет. Все они соответствуют по возрасту верхнеэоценовому комплексу Мегринского плутона.

Возраст гранитов и гранодиоритов Казанличского массива составляет 25 млн. лет и соответствует нижнемиоценовому комплексу плутона.

Сопоставление данных радиологических исследований, а также идентичность геолого-структурного положения и петрографического состава интрузивных пород Баргушатского хребта и Мегринского плутона позволяет нам по аналогии с Мегринским плутоном разделить интрузивные породы Баргушатского хребта на два разновозрастных комплекса: верхнеэоценовый и нижнемиоценовый.

К верхнеэоценовому комплексу относятся породы, слагающие Гехинский, Ковшутский, Сурбкарский массивы, расположенные на южном склоне Баргушатского хребта и Лернашенский, Дастакертский, Аравусский и Ахлатянский — на северном склоне хребта.

К нижнемиоценовому комплексу относятся порфировидные граниты и гранодиориты, слагающие Казанличский и Шенатахский массивы. Породы обоих комплексов образовались в результате многофазной деятельности магматического очага.

О многофазности внедрения интрузивных пород Баргушатского хребта были высказаны различные мнения. Мы придерживаемся мнения О. Г. Гуюмджяна, предложившего следующую схему последовательности образования пород.

Верхнеэоценовый комплекс:

I фаза. Оливиновые габбро и ультраосновные дифференциаты.

К этой фазе относятся основные и ультраосновные породы, развитые в районе Сваранцского рудного поля.

II фаза. Габбро-сиенит-монцонитовая.

К этой фазе относятся породы внешнего кольца Гехинского массива, монцониты и сиениты, развитые в районе горы Арамазд.

III фаза. Гранодиоритовая.

Породы этой фазы слагают ядро Гехинского массива, Лернашенский, Дастакертский, Аравусский массивы и представлены главным образом гранодиоритами, каврцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами.

IV фаза. Граносиенитовая.

К этой фазе относятся граносиениты Ахлатян-Кызыл-Шафакского массива.

Нижнемиоценовый комплекс:

I субфаза. Порфировидные граниты.

II субфаза. Порфировидные гранодиориты.

К этому комплексу относятся граниты и гранодиориты Шенатахского и Казанличского массивов.

Поведение галогенов нами рассматривалось в Гехинском, Лернашенском, Дастакертском, Аравусском и Ахлатян-Кызыл-Шафакском массивах, относящихся к третьей и четвертой фазам верхнеэоценового комплекса, и в массивах нижнемиоценового комплекса. Подробное геолого-петрографическое описание указанных массивов

приведено в работе [4]. Кратко остановимся на особенностях химического состава пород.

Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в таблице 1.

Породы верхнеэоценового комплекса относятся к классу пород, слабо пересыщенных и пересыщенных SiO_2 . Характерными особенностями их химизма являются повышенная глиноземистость и известковистость, преобладание натрия в сумме щелочей. В составе темноцветных железо всегда преобладает, магний обычно присутствует в пониженных количествах (параметр m' всегда ниже нормативного).

Породы нижнемиоценового комплекса относятся к классу пересыщенных SiO_2 пород. Для пород этого комплекса характерны повышенная щелочность, более пониженная железистость и магнезиальность.

Фтор и хлор определялись количественным спектральным анализом в наиболее типичных и распространенных разновидностях пород.

Содержание брома и йода определялось в средних пробах массивов, составленных из частей нескольких десятков отдельных проб химическим методом с чувствительностью для брома $1.5 \cdot 10^{-4} \%$ для йода $2 \cdot 10^{-5} \%$.

Для получения более обоснованных выводов данные спектрального анализа по фтору и хлору подверглись статистической обработке. Проверка сходимости распределений с нормальным или лог-нормальным законами распределения проводилась при помощи метода моментов [10]. Данные статистической обработки приведены в таблицах 2, 3.

Статистические параметры распределения содержаний фтора и хлора, приведенные в таблицах 2, 3, свидетельствуют о хорошей согласованности статистического распределения с нормальным законом. Следовательно, основными статистическими параметрами в данном случае являются среднеарифметическое содержание ($\bar{X}$) и среднеквадратическое отклонение содержаний (S^2), а также величины стандартного отклонения (S) и коэффициент вариации (V), оценивающий разброс вокруг среднего.

Рассмотрение полученных результатов, приведенных в таблицах 2, 3, 4, позволяет установить следующее.

Среднее содержание фтора в массивах верхнеэоценового комплекса колеблется в незначительных пределах — от 0,04 до 0,06%. Лишь в Аравусском массиве установлено относительно высокое среднее содержание фтора — 0,076%. Особенно обогащены фтором кварцевые монцитониты (по сравнению с кварцевыми диоритами массива).

В остальных массивах этого комплекса распределение фтора по отдельным типам пород равномерное. Какой-либо зависимости содержания фтора от содержания кремнекислоты в породе не на-

Таблица 1

Химический состав гранитоидов Баргушатского хребта

Окислы	Верхнеоценовый комплекс											Нижемиоценовый комплекс	
	Дастакертский массив		Аравусский массив				Лернашенский массив			Гехинск. массив	Ахлатин-Кыз. Шаф.	Шенатаг. массив	Казанлч. массив
	кв. диор. (4)	грано-диорит (1)	диорит (3)	кв. мон-цонит (4)	кв. диорит (3)	грано-диор. (3)	диорит (2)	квар. монц. (3)	грано-диорит (1)	грано-анорит (1)	грано-сненит (7)	гранодиорит (6)	гранит (4)
1	2	3	4	5	7	7	8	9	(10)	11	12	13	14
SiO ₂	61,67	60,25	55,64	59,05	62,70	61,96	53,53	58,40	62,93	63,54	63,75	63,34	70,96
TiO ₂	0,45	0,49	0,67	0,65	0,57	0,49	0,71	0,51	0,40	0,54	0,58	0,58	0,27
Al ₂ O ₃	18,01	17,52	17,62	170,8	16,63	16,91	15,46	17,53	17,43	17,82	16,68	16,72	14,90
Fe ₂ O ₃	3,29	4,16	3,84	3,50	3,93	2,95	5,16	3,50	2,70	1,44	2,59	2,41	1,27
FeO	1,82	2,07	3,55	3,05	2,35	2,39	4,39	3,33	2,15	2,43	1,37	2,15	0,80
MnO	0,90	0,12	0,14	0,12	0,11	0,10	0,21	0,16	0,16	0,05	0,14	0,09	0,04
MgO	1,69	1,80	3,73	2,65	2,20	2,12	4,29	3,09	1,65	2,30	1,12	1,25	1,20
CaO	5,59	6,54	8,01	6,16	5,16	5,38	7,47	6,18	5,10	4,50	2,74	4,48	2,83
Na ₂ O	4,20	4,25	3,01	3,12	3,71	3,25	3,21	3,47	3,97	3,56	4,83	3,94	4,30
K ₂ O	1,98	1,75	2,49	2,85	1,91	3,04	1,97	2,36	2,25	3,50	4,31	3,38	3,62
п.п.п.	0,95	1,11	2,06	1,11	0,70	1,33	1,70	0,86	1,20	0,63	1,45	1,00	0,10
P ₂ O ₅	0,19	0,22	0,18	0,14	0,19	0,14	0,17	0,19	0,16	—	0,19	0,20	0,00
Σ	101,04	100,28	99,18	99,48	100,16	100,06	98,37	99,58	100,1	100,31	99,75	100,04	100,78
Числовые характеристики													
a	12,4	12,1	9,2	11,3	11,11	11,8	10,3	11,4	12,1	13,8	17,1	13,7	14,2
c	6,1	6,0	7,8	6,2	5,76	5,7	5,6	6,4	5,9	5,6	2,9	4,5	2,6
b	9,4	11,0	16,0	12,4	10,13	9,6	20,6	13,3	7,9	6,3	5,8	8,1	4,5
s	72,1	70,9	67,0	70,1	73,0	72,9	63,5	68,9	70,1	74,8	74,2	73,7	78,7
f'	59,7	52,2	43,8	49,7	55,5	51,5	44,9	48,99	58,9	47,0	60,4	51,3	40,0
m'	31,4	28,7	41,0	37,2	37,5	38,2	37,00	40,49	35,7	51,0	31,4	36,9	44,0
c'	8,9	19,1	15,2	13,1	6,9	10,3	19,1	10,52	5,4	2,0	8,2	12,8	16,0
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	76,0	79,0	75,0	62,5	75,0	62,0	71,0	69,2	73,2	61,0	62,6	63,6	64,5
Q	13,3	11,6	7,3	11,4	18,0	16,5	8,0	8,6	14,1	17,3	11,3	15,5	26,4
$\frac{a}{c}$	2,0	2,0	1,2	1,8	1,9	2,0	1,8	1,7	2,0	2,3	5,9	3,0	5,4

Примечание: цифры в скобках показывают количество проанализированных образцов.

Таблица 2

Статистические параметры распределения фтора в гранитоидных массивах Баргушатского хребта

Название массивов	Число анализов	$\bar{X}$	S^2	S	V	A/σ_A	E/σ_E
Дастакерт	22	0,052	0,00012	0,011	21,99	0,76	-0,056
Лернашен	14	0,046	0,0004	0,02	43,57	1,16	-0,43
Аравус	31	0,076	0,00053	0,023	30,50	1,02	-0,025
Гехи	15	0,037	0,00007	0,008	23,84	-0,10	-0,67
Ахлатян-Кызыл-Шафак	26	0,063	0,00019	0,014	22,35	-0,092	-1,41
Шенатаг	31	0,049	0,0008	0,029	59,44	4,3	5,2
Казанлич	25	0,048	0,0002	0,014	20,43	0,52	-1,41

Таблица 3

Статистические параметры распределения хлора в гранитоидных массивах Баргушатского хребта

Название массивов	Число анализов	$\bar{X}$	S^2	S	V	A/σ_A	E/σ_E
Дастакерт, Аравус, Лернашен	25	0,025	0,0001	0,01	46,0	0,71	-0,91
Ахлатян-Кызыл-Шафак	7	0,014	0,00004	0,006	44,0	0,66	-0,76
Шенатаг	11	0,015	0,00005	0,007	40,5	1,12	0,27
Казанлич	7	0,019	0,00003	0,0058	30,1	-0,07	-0,83

Примечание: $\bar{X}$ — среднее арифметическое содержание в ‰, S^2 — среднеквадратическое отклонение содержания в ‰, S — стандартное отклонение, V — коэффициент вариации в ‰, A/σ_A — коэффициент асимметрии, E/σ_E — коэффициент эксцесса.

блюдается. Анализ поведения фтора при переходе от пород третьей фазы к породам четвертой фазы показывает, что содержание фтора меняется незначительно.

В породах нижнемиоценового комплекса среднее содержание фтора составляет 0,05%. Во вмещающих порфиритах эоцена среднее содержание фтора по 6 образцам также составляет 0,05%.

Таким образом, несмотря на различие в содержании кремнекислоты (табл. 1) и возрастную обособленность, породы обоих комплексов имеют близкие средние содержания фтора.

Фтор принимает участие и в постмагматических процессах. В грейзенах, образовавшихся за счет вмещающих порфиритов и связанных с гранодноритами Аравусского массива, фтор фиксируется в топазе и находится в ассоциации с турмалином, молибденитом, халькопиритом, галенитом. Очевидно, при формировании пород Баргушатского хребта, часть фтора была вынесена в газовую фазу и принимала участие в процессе грейзенизации пород, по-видимому, играя активную роль (вместе с другими летучими) в переносе металлов.

Таблица 4

Среднее содержания фтора и хлора в различных породах массивов верхнеэоцевого и нижнеэоцевого комплексов

Комплексы	Фазы	Название пород и массивов	Среднее содержание F в ‰	Среднее содержание Cl в ‰
Верхнеэоцевый	III	Дастакертский массив		
		Кв. диориты	0,05 (11)	0,017 (6)
		Кв. монцониты	0,05 (4)	0,02 (2)
		Гранодиориты	0,05 (1)	0,012 (3)
		Граниты	0,05 (1)	—
		Среднее	0,05	0,016
		Аравусский массив		
		Кв. диориты	0,04 (4)	—
		Кв. монцониты	0,079 (12)	0,039 (3)
		Гранодиориты	0,076 (15)	0,03 (7)
		Среднее	0,076	0,034
		Лернашенский массив		
	Диориты	0,06 (3)	0,02 (1)	
	Кв. диориты	0,05 (7)	0,028 (3)	
	Гранодиориты	0,06 (4)	—	
	IV	Среднее	0,046	0,024
Гехинский массив				
Гранодиориты		0,04 (13)	—	
Ахлатян-Кызыл-Шафакский массив				
	Граносиениты	0,063 (26)	0,014 (7)	
Нижнеэоцевый		Среднее в комплексе	0,055	0,022
	Шенатагский массив			
	Порфировидные гранодиориты	0,05 (20)	0,015 (11)	
	Казанличский массив			
	Порфировидные гранодиориты	0,05 (25)	0,019 (7)	
	Среднее	0,05	0,017	
	Порфириты	0,05 (6)	—	

Установленные средние содержания фтора в гранитоидных массивах Баргушатского хребта близки к содержанию фтора в гранитах других районов СССР. Так, среднее содержание фтора в нередко-металлических гранитах Забакалья, по данным Доломановой, составляет

Таблица 5

Содержание брома и иода в массивах верхнеэоценового нижнемиоценового комплексов Баргушатского хребта

Комплексы	Фазы	Массивы	Br $n \times 10^{-4} \%$	I $n \times 10^{-5} \%$
Верхнеэоценовый	III	Дастакерт	2,1	2,2
		Аравус	2,28	1,6
		Лернашен	2,47	1,4
	IV	Среднее	2,28	1,7
		Ахлатян-Кызыл-Шафак	2,47	2,2
Нижне-миоценовый		Среднее в комплексе	2,28	1,7
		Казанлич	1,33	3,87

0,035% [6]. В гранитах Приханкайского района среднее содержание фтора колеблется от 0,04 до 0,05% [11].

Многие исследователи отмечают, что поведение фтора при кристаллизации магматического расплава определяется поведением основных петрогенных элементов и фосфора [7, 8]. С этой точки зрения представляет интерес количественная оценка этой связи. Для количественной оценки связи фтора с основными петрогенными элементами и фосфором, нами были рассчитаны коэффициенты линейной корреляции, оценивающие связи между парами элементов для исследованных гранитоидов в целом. Данные расчетов приведены в таблице 6.

Таблица 6

Коэффициенты корреляции между содержаниями фтора, основных породообразующих окислов и фосфора в гранитоидах Баргушатского хребта

Элементы	О к с л ы										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
F	+0,035	+0,13	-0,08	+0,19	-0,64	+0,60	-0,37	-0,70	+0,88	+0,47	-0,11

Таблица 7

Коэффициенты корреляции для гранитоидов Баргушатского хребта

Элементы	F	Cl
W	+0,50	-
Mo	+0,33	+0,49

Как видно из таблицы, достоверная корреляционная связь существует между содержаниями фтора и натрия. Геохимическая связь между фтором и натрием, фтором и калием в щелочных породах отмечается многими исследователями [7, 8]. В гранитоидах Баргушатского хребта связь между фтором и калием недостоверная. Не устанавливается и связь между содержаниями фтора и фосфора. О независимости содержаний фтора и фосфора в щелочных породах Заангарья отмечает Свешникова [12].

Данные корреляционного анализа показывают, что в исследованных гранитоидах существует обратная зависимость между содержаниями фтора и кальция.

Отсутствие корреляционной связи между содержанием фтора и кремнекислоты подтверждает наше мнение о независимости содержания фтора от содержания кремнекислоты в породе.

Анализ полученных результатов по хлору показывает, что среднее содержание хлора в массивах верхнеэоценового комплекса колеблется от 0,014 до 0,039%. Максимальное среднее содержание хлора установлено в Аравусском массиве. Минимальное содержание его отмечается в граносиенитах Ахлатян-Кызыл-Шафакского массива. Это позволяет нам считать, что при формировании пород верхнеэоценового комплекса к концу магматического процесса происходило уменьшение содержания хлора в расплаве.

Анализ поведения хлора в отдельных разновидностях пород показывает некоторое повышение содержания хлора в основных породах по сравнению с кислыми. Подобную закономерность в поведении хлора отмечали Ферсман, Сименон [14].

В порфировидных гранитах и гранодиоритах нижнемиоценового комплекса среднее содержание хлора колеблется от 0,015 до 0,02%, приближаясь к кларковым содержаниям (по А. П. Виноградову).

Имеющиеся данные по содержанию брома и йода показывают, что бром в массивах верхнеэоценового комплекса распределяется неравномерно, колеблясь от $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ до $2,47 \cdot 10^{-4} \%$. Максимальные значения брома отмечаются в Лернашенском и Ахлатянском массивах. При рассмотрении поведения брома, начиная от пород третьей к породам четвертой фазы, наблюдается увеличение содержания брома к концу магматического процесса верхнеэоценового комплекса.

Породы нижнемиоценового комплекса, характеризующиеся более повышенным содержанием кремнекислоты, по сравнению с породами верхнеэоценового комплекса, имеют более пониженное содержание брома ($1,33 \cdot 10^{-4} \%$).

Таким образом, наблюдается понижение содержания брома от более ранних к более молодым породам.

Содержание йода в породах верхнеэоценового комплекса колеблется от $1,4 \cdot 10^{-5} \%$ до $2,2 \cdot 10^{-5} \%$. Содержание йода в четвер-

той фазе несколько больше, чем в породах третьей фазы ($1.7 \cdot 10^{-5} \%$), что указывает на его тенденцию увеличиваться к концу магматического процесса.

В породах нижнемиоценового комплекса содержание йода увеличивается ($3.87 \cdot 10^{-5} \%$).

Таким образом, закономерности поведения брома и йода в разновозрастных комплексах Баргушатского хребта противоположны, т. е. содержание брома уменьшается от пород верхнеэоценового комплекса к породам нижнемиоценового комплекса. Содержание йода в том же направлении увеличивается.

Данными по содержанию галогенов в минералах исследованных массивов мы не располагаем. Известна возможность изоморфного замещения фтора и хлора ионом гидрооксила вследствие близости их ионных радиусов — $F-1.33 \text{ \AA}$, $Cl-1.81 \text{ \AA}$, $OH-1.33 \text{ \AA}$. Легко осуществимый изоморфизм между ними способствует вхождению фтора и хлора в кристаллические решетки апатита, роговой обманки и биотита, где фтор и хлор замещают ион гидроокисла. По данным Корренса [9] фтор входит также в структуру сфена, замещая ион кислорода. Л. Н. Когарко и др. [8] замещение фтора кислородом считают возможным лишь в тех случаях, когда последний находится в ионной связи не с кремнем, а с другим менее электроотрицательным катионом. Галогены, вследствие своей высокой электроотрицательности, больше стремятся к образованию чистой ионной связи.

Замещение фтора хлором затруднено в результате большой разности в радиусах ионов ($F-1.33 \text{ \AA}$ $Cl-1.81 \text{ \AA}$).

Формы нахождения брома и йода в магматических породах почти не изучены. По мнению большинства исследователей бром и йод в породах присутствуют в элементарной форме и входят в состав жидких включений.

Л. А. Шнейдер [13], исследуя водносолевые вытяжки из минералов и некоторых образцов измененных вулканогенных пород Армении, установила, что почти весь йод, присутствовавший в них, находился в капиллярах и микротрещинах.

Для выяснения вопроса о формах нахождения брома и йода в интрузивных породах Баргушатского хребта, нами проводились исследования воднохлоридных вытяжек, изготовленных из образцов пород нескольких массивов. При этом предполагалось, что та часть брома и йода, которая не распределилась по кристаллическим решеткам других минералов, а находится в воднорастворимой форме в капиллярной и поровой воде, обнаружится в вытяжках. Результаты исследований приведены в таблице 8.

Как видно из таблицы в вытяжках йод не обнаружен. В двух случаях в вытяжки перешла только часть брома (всего два процента из общего содержания брома в породе).

Полученные результаты позволяют нам считать, что бром и йод в исследованных массивах входят в кристаллические решетки

Таблица 8

Результаты извлечения брома и иода в водносолевые вытяжки из образцов пород массивов Баргушатского хребта

Средние пробы массивов	Валовое содержание элемента в породе $\gamma/\text{г}$		Извлечено в вытяжку $\gamma/\text{г}$		°о извлечения	
	Br	I	Br	I	Br	I
Дастакерт	2,1	0,22	не обн.	не обн.	0	0
Лернашен	2,47	0,14	не обн.	не обн.	0	0
Аравус	2,28	0,16	0,05	не обн.	2,1	0
Ахлатян-Кызыл-Шафак	2,47	0,22	не обн.	не обн.	0	0
Казанлич	1,33	0,38	0,028	не обн.	2,0	0

минералов, где возможно замещение ионами Cl^- , OH^- или F^- .

Роль фтора, хлора и других летучих при образовании месторождений редких и редкоземельных элементов отмечается многими исследователями [1, 2, 6].

В грейзенах, образовавшихся в контактовой зоне гранитоидов Аравусского массива за счет гранитоидов и вмещающих порфири-тов, установлена ассоциация турмалина, молибденита, халькопирита, галенита, сфалерита и топаза. По данным Э. Х. Гуляна в грейзенах содержание бора (за счет турмалина) составляет 0,45%, молибдена—0,02%, свинца—0,07%, мышьяка—0,10%. Тесная ассоциация рудных минералов с минералами фтора и бора дает основание считать, что рудные элементы переносились в соединении с фтором, бором и другими летучими.

Для количественной оценки связи между содержаниями молибдена и фтора, вольфрама и фтора, а также молибдена и хлора были вычислены коэффициенты линейной корреляции для указанных пар элементов в исследованных гранитоидах в целом.

Содержание молибдена и вольфрама в них определялось количественным спектральным анализом. Данные расчетов приведены в таблице 6. Как видно из таблицы, существует прямая корреляционная связь между содержанием вольфрама и фтора. Коэффициент корреляции для пары W—F равен +0,50. Связь между содержаниями молибдена и фтора положительная, но менее достоверная $r_{\text{M, F}} = 0,33$.

Данные корреляционного анализа показывают, что существует прямая и более достоверная связь между содержаниями молибдена и хлора.— коэффициент корреляции для этой пары равен +0,49.

Существование положительной корреляционной связи между содержаниями вольфрама и фтора дает основание предполагать возможность переноса вольфрама в виде комплексных фтористых соединений. В переносе молибдена фтор едва-ли играл ощутимую роль.

Установленная положительная корреляционная связь между

содержаниями молибдена и хлора, по всей вероятности, может указать на значительную роль хлора в переносе молибдена.

Таким образом:

1. Статистические параметры распределения фтора и хлора в гранитоидах Баргушатского хребта согласуются с нормальным законом распределения.

2. Среднее содержание фтора в большинстве массивов верхнеэоценового комплекса колеблется в небольших пределах—от 0,04 до 0,06%.

Среднее содержание фтора в гранитах и гранодиоритах нижнемиоценового комплекса меняется незначительно, несмотря на различие в содержании кремнекислоты и возрастную обособленность.

3. Устанавливается прямая корреляционная связь фтора с натрием и отрицательная связь фтора с кальцием.

Отсутствие корреляционной связи фтора с кремнием и характер распределения фтора в различных типах пород показывает, что содержание фтора не зависит от содержания кремнекислоты в породе.

4. Фтор участвовал в постмагматических процессах—в грейзенизации гранитоидов и вмещающих порфириров и, по-видимому, играл активную роль в переносе некоторых рудных элементов.

5. В пределах верхнеэоценового комплекса к концу магматического процесса в расплаве происходило уменьшение содержания хлора, что выражается в более повышенном содержании хлора в третьей фазе по сравнению с четвертой.

6. Более основные разности пород характеризуются более повышенными содержаниями хлора.

7. В пределах верхнеэоценового комплекса от пород третьей фазы к породам четвертой фазы содержания брома и йода увеличиваются.

Породы нижнемиоценового комплекса характеризуются более пониженным содержанием брома и более повышенным содержанием йода, по сравнению с верхнеэоценовым комплексом.

8. Отсутствие брома и йода в водных вытяжках исследованных массивов и характер распределения их в породах дает основание считать, что йод и главная часть брома в гранитоидах Баргушатского хребта находятся в ионизированной форме.

9. Устанавливается прямая корреляционная связь вольфрама с фтором и молибдена с хлором, что, по-видимому, может указать на роль фтора и хлора в переносе вольфрама и молибдена (соответственно) постмагматическими растворами.

Գ. Ս. ՇԱԲՈՅԱՆ

**ԲԱՐԿՈՒՇԱՏԻ ԼԵՈՆԱՇՂԹԱՅԻ ԳՐԱՆԻՏՈՒԴՆԵՐՈՒՄ ՀԱԼՈԳԵՆՆԵՐԻ
ԲԱՇԽՄԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ**

Ա մ փ ո փ ու մ

Հալոգենների (ցնդող կոմպոնենտների) վարքի ուսումնասիրությունները խորքային ապարներում մեծ հետաքրքրություն են ներկայացնում մագմատիկ պրոցեսների բիմիայի և մետաղային հանքավայրերի առաջացման պայմանների պարզարանման համար:

Հոդվածում ներկայացված է Բարգուշատի լեռնաշղթայի գրանիտոիդներում հալոգենների (ֆտոր, քլոր, բրոմ, յոդ) բաշխման մի շարք օրինաչափությունները և նրանց դերը մի շարք հանքային էլեմենտների ետմագմատիկ լուծույթները տեղափոխելու գործում:

Ուսումնասիրության արդյունքների ամփոփումը հնարավորություն է տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները.

1. Ֆտորի և քլորի բաշխումը ուսումնասիրվող ապարներում ըստ վիճակագրական հաշվումների տվյալների համապատասխանում է բաշխման նորմալ օրենքին, որի հետևանքով այդ էլեմենտների պարունակությունը որոշող հիմնական պարամետրերն են՝ պարունակությունների միջին թվաբանականը և նրանց միջին բառակուսային շեղումը:

2. Ֆտորի միջին պարունակությունը վերին էոցենյան կոմպլեքսի ապարներում տատանվում է ոչ մեծ ինտերվալում՝ 0,04 մինչև 0,06%: Ստորին միոցենյան կոմպլեքսում ֆտորի պարունակությունը փոխվում է աննշան չափով, չնայած հասակի և թթվայնության տարբերությանը:

3. Պետլոգեն էլեմենտների հետ ֆտորի կապի ուսումնասիրությունը կորելյացիոն անալիզի միջոցով ցույց է տալիս, որ գոյություն ունի ուղիղ կապ ֆտորի և նատրիումի միջև և հակադարձ (բացասական) կապ ֆտորի և կալցիումի միջև:

Ֆտորի և սիլիկաթթվի միջև կորելյացիոն կապի բացակայությունը ինչպես նաև ֆտորի բաշխման օրինաչափությունները տարբեր կազմի ապարներում, ցույց են տալիս, որ ֆտորի պարունակությունը ապարում կախված չէ սիլիկաթթվի պարունակությունից:

4. Քլորի բաշխման ուսումնասիրությունը վերին էոցենյան կոմպլեքսում ցույց է տալիս, որ մագմատիկ պրոցեսի վերջում հալոգերը աղքատանում է քլորից: Նկատվում է նաև ավելի հիմքային ապարների հարստացումը քլորով:

5. Բրոմի և յոդի պարունակությունը վերին էոցենյան կոմպլեքսի սահմաններում երրորդ ֆազի ապարներից չորրորդին անցնելիս ավելանում է: Իսկ ստորին միոցենյան կոմպլեքսը բնորոշվում է բրոմի ավելի ցածր և յոդի ավելի բարձր պարունակությամբ:

Բրոմի և յոդի բացակայությունը ջրային քաշվածքներում հիմք է տալիս համարելու, որ այդ էլեմենտները ուսումնասիրվող ապարներում հանդես են գալիս իոնացված վիճակում:

6. Ամենայն հավանականությամբ, հալոգենները, հատկապես ֆտորը և քլորը, խոշոր դեր են խաղացել մի քանի հանքային էլեմենտների տեղափոխ-

ման դործում: Այդ մասին էն վկայում ֆտորի, բորի միներալների համատեղ ներկայությունը մոլիբդենիտի, խալկոպիրիտի հետ գրեյզեններում: Հաստատված է ուղիղ կորելյացիոն կապի գոյությունը վոլֆրամի և ֆտորի, մոլիբդենի և բլորի միջև, որոնք կրկին անգամ խոսում են ֆտորի և բլորի դերի մասին հիշյալ էլենտները մագմատիկ հալոցքից դեպի համագմատիկ լուծույթները տեղափոխելու գործում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бандуркин Г. А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах. Геохимия, № 2, 1961.
2. Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации элементов в эндогенных растворах. Геохимия, № 4, 1959.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
4. Геология Армянской ССР, т. 3, Изд. АН Арм. ССР, 1965 г.
5. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
6. Доломанова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 33, 1960.
7. Когарко Л. Н. Особенности распределения фтора в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива. Геохимия, № 4, 1962.
8. Когарко Л. Н., Гуляева Л. А. Геохимия галогенов в щелочных породах на примере Ловозерского массива. Геохимия, № 8, 1965 г.
9. Корренс К. Геохимия галогенов. В кн. «Физика и химия земли». Изд. ИЛ, 1958.
10. Крамер Г. Математические методы статистики. Изд. ИЛ, 1948.
11. Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты металлоносности. Тр. ин-та геол. рудн. месторожд. петрогр., минералогии и геохимии АН СССР, вып. 33, 1960.
12. Свешникова Е. В., Данилова В. В. Роль фтора и других летучих компонентов в образовании магматических и метасоматических щелочных пород (на примере нефелит-сиенитового комплекса Заангарья). Геохимия, № 1, 1965.
13. Шнейдер Л. А. К вопросу о формах нахождения йода в силикатных горных породах. Методика и техника разведки № 50, 1965 г.
14. Simonen A. On the petrology of the Aulanko area in south-western Finland, Bull. Comm. Geol. Finlande, 143 (1948).

А. Г. АКОПЯН, Р. Н. ЗАРЬЯН

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОРОДАХ ЭОЦЕНОВОГО И МИО-ПЛИОЦЕНОВОГО МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЙОЦДЗОРА

Айоцдзорский синклинорий характеризуется широким развитием эоцен-миоплиоценовых эффузивных серий с подчиненной ролью интрузивных и экстррузивных фаций. Эоценовые эффузивные породы нормального ряда в основном относятся к андезитовой формации.

Гипабиссальный интрузивный комплекс габбро-монционит-граносиенитовой субщелочной серии приурочен к поздневерхнеэоценовой-нижнеолигоценовой стадии развития Тексарской структурно-фацциальной зоны.

Мио-плиоценовый комплекс представлен вулканическими образованиями андезит-дацит-липаритовой формации, для которой характерна экстррузивная фация липарито-дацитов и липаритовых порфиров.

Данные спектроскопического* изучения пород указанных выше эффузивной, экстррузивной и интрузивной серий показывают, что рассматриваемые магматические образования характеризуются наличием сложного комплекса микроэлементов—стронций, барий, скандий, цирконий, галлий, бериллий, свинец, цинк, медь, молибден и др. Последние по форме нахождения разделяются на две группы:

1. Элементы, не образующие собственных соединений и рассеянные, главным образом, в породообразующих и акцессорных минералах—галлий и скандий;

2. Элементы, присутствующие, главным образом, в виде собственных минералов—цирконий, стронций, барий, свинец, цинк, медь, молибден и др.

В настоящей статье рассматриваются особенности распределения в указанных выше породах наиболее характерных групп элементов-примесей по классификации А. Н. Заварицкого [1].

Группа малых петрогенных элементов

Бериллий установлен во всех изверженных породах в близ-
кларковых** содержаниях. Среди эффузивов среднеэоценового разреза максимальные концентрации бериллия приурочены к андезитам ($M \pm m = 0,00032 \pm 0,00004$). Наиболее низкие содержания ха-

* Количество анализов указаны на фиг. 1.

** Сравнения со средними содержаниями в главных типах пород приводятся по А. П. Виноградову (1962).

рактарны для диобазовых порфиритов ($\sim 0.0001\%$). В породах интрузивного комплекса концентрация бериллия убывает в ряду: граносиениты — кварцевые диориты — сиенито-диориты — монцониты-эссекситы (табл. 1).

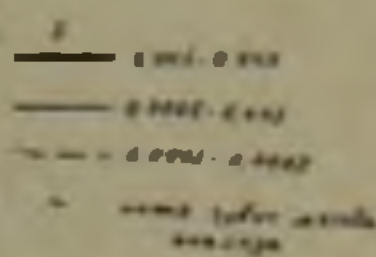
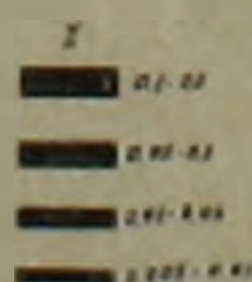
В эффузивных и экструзивных образованиях мио-плиоценового комплекса содержание бериллия варьирует в более широких пределах. При этом максимальные концентрации его (до $1 \cdot 10^{-4}\%$), приурочены к наиболее кислым дифференцитам андезит-дацит-липаритовой формации (табл. 1).

Таким образом, как в эффузивно-экструзивном, так и в интрузивном комплексах наблюдается закономерное повышение содержания бериллия от основных пород к кислым.

Стронций является одним из характерных элементов-примесей в породах рассматриваемого района. В различных эффузивных и интрузивных породах стронций устанавливается в количестве 2—4 ра-

порода	эоценовый магматический комплекс										мио-плиоценовый магматический комплекс							
	эффузивные			интрузивные							эффузивные				экструзивные			
	Вулканические порфириты	Андезитовые порфириты	Андезиты	Эссекситы и эссекситовые таффы	Монцониты	Диорит-порфириты	Сиенито-диориты	Монцониты Силиты	Кварцевые диориты	Граносиениты	Андезиты-базальты	Андезитовые порфириты	Андезиты	Вулканы	Липариты	Диориты-дациты	Андезитовые порфириты	
элементы - примеси																		
Be																		
Sr																		
Ba																		
Zr																		
Sc																		
Y																		
Yb																		
Zo																		
Go																		
Cu																		
Pb																		
Zn																		
Mo																		
Ag																		
V																		
Ni																		
Cr																		
Co																		
Число образцов	12	23	10	28	23	12	12	13	24	11	19	23	22	17	14	11	14	

Условные обозначения



Фиг. 1. Распределение элементов-примесей в породах эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов.

за выше кларка (фиг. 1). Наиболее высокие концентрации стронция приурочены к среднеэоценовым андезитовым порфиритам ($3 \cdot 10^{-1}\%$). В породах интрузивного комплекса (за исключением эссекситов и

Таблица 1

Значения среднеарифметических (М) концентраций Be, Sr, Ba в различных породах, с указанием среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов вариаций (V) и погрешностей ($\pm m$)

Магматические комплексы	Породы	Бериллий (‰)				Стронций (‰)				Барий (‰)					
		M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$		
Э о ц е н о в ы е	Эффузивные	Диабазовые порфириты	0,0001	0,00007	70	0,00002	0,09	0,052	57	0,015	0,071	0,044	59	0,012	
		Андезитовые порфириты	0,00025	0,00018	70	0,00004	0,30	0,19	63	0,04	0,23	0,14	60	0,03	
		Андезиты	0,00032	0,0002	62	0,00004	0,27	0,15	55	0,03	0,20	0,13	65	0,028	
	Интрузивные	Эссекситы и эссекситовые габбро	0,00012	0,00008	66	0,000018	0,075	0,045	60	0,01	0,065	0,034	52	0,0077	
		Монциты	0,00024	0,00016	66	0,000033	0,26	0,143	55	0,03	0,19	0,12	63	0,025	
		Диорит-порфириты	0,00027	0,0002	74	0,000047	0,25	0,150	60	0,03	0,22	0,13	60	0,02	
		Снежно-диориты	0,00030	0,00019	63	0,00004	0,29	0,160	55	0,038	0,25	0,13	52	0,03	
		Кварцевые снежники	0,00036	0,00022	61	0,00005	0,27	0,162	60	0,037	0,22	0,14	64	0,03	
		Кварцевые диориты	0,00038	0,00025	65	0,000058	0,23	0,14	61	0,03	0,21	0,11	50	0,022	
		Граноснежники	0,00047	0,00029	61	0,000064	0,26	0,17	65	0,038	0,25	0,14	56	0,03	
	Мно-платоценовый	Эффузивные	Андезито-базальты	0,00011	0,00007	63	0,000016	0,15	0,074	50	0,017	0,14	0,085	60	0,02
			Андезитовые порфириты	0,00030	0,0002	66	0,000044	0,24	0,13	55	0,027	0,23	0,14	61	0,03
			Андезиты	0,00034	0,0002	58	0,000044	0,23	0,14	61	0,029	0,20	0,12	60	0,020
			Дацииты	0,00083	0,00042	51	0,0001	0,08	0,05	40	0,01	0,086	0,038	44	0,021
Липариты			0,0009	0,0006	66	0,00015	0,07	0,04	57	0,01	0,085	0,042	50	0,021	
Экструзивные		Липарито-дациты	0,00085	0,00045	53	0,00014	0,065	0,032	50	0,01	0,083	0,052	63	0,012	
		Липаритовые порфиры	0,00092	0,0006	65	0,00016	0,08	0,04	50	0,02	0,082	0,058	70	0,011	

эссекситовых габбро) резких отличий в содержании стронция не наблюдается (табл. 1). Однако, обнаруживается тот факт, что в ряду монцониты — диорит-порфиристы — сиенито-диориты — кварцевые сиениты — кварцевые диориты-граносиениты наиболее высокие содержания элемента улавливаются в средних членах отмеченного ряда (фиг. 2).

В породах мио-плиоценового эффузивно-экструзивного комплекса содержание стронция варьирует в пределах от $6,5 \cdot 10^{-2}$ до $2,4 \cdot 10^{-1} \%$. При этом концентрация элемента возрастает в ряду липариты — дациты — андезито-базальты — андезиты.

Таким образом, можно заключить, что содержание стронция в породах различных комплексов повышается от кислых к средним (через основные) дифференциатам эффузивных и интрузивных образований.

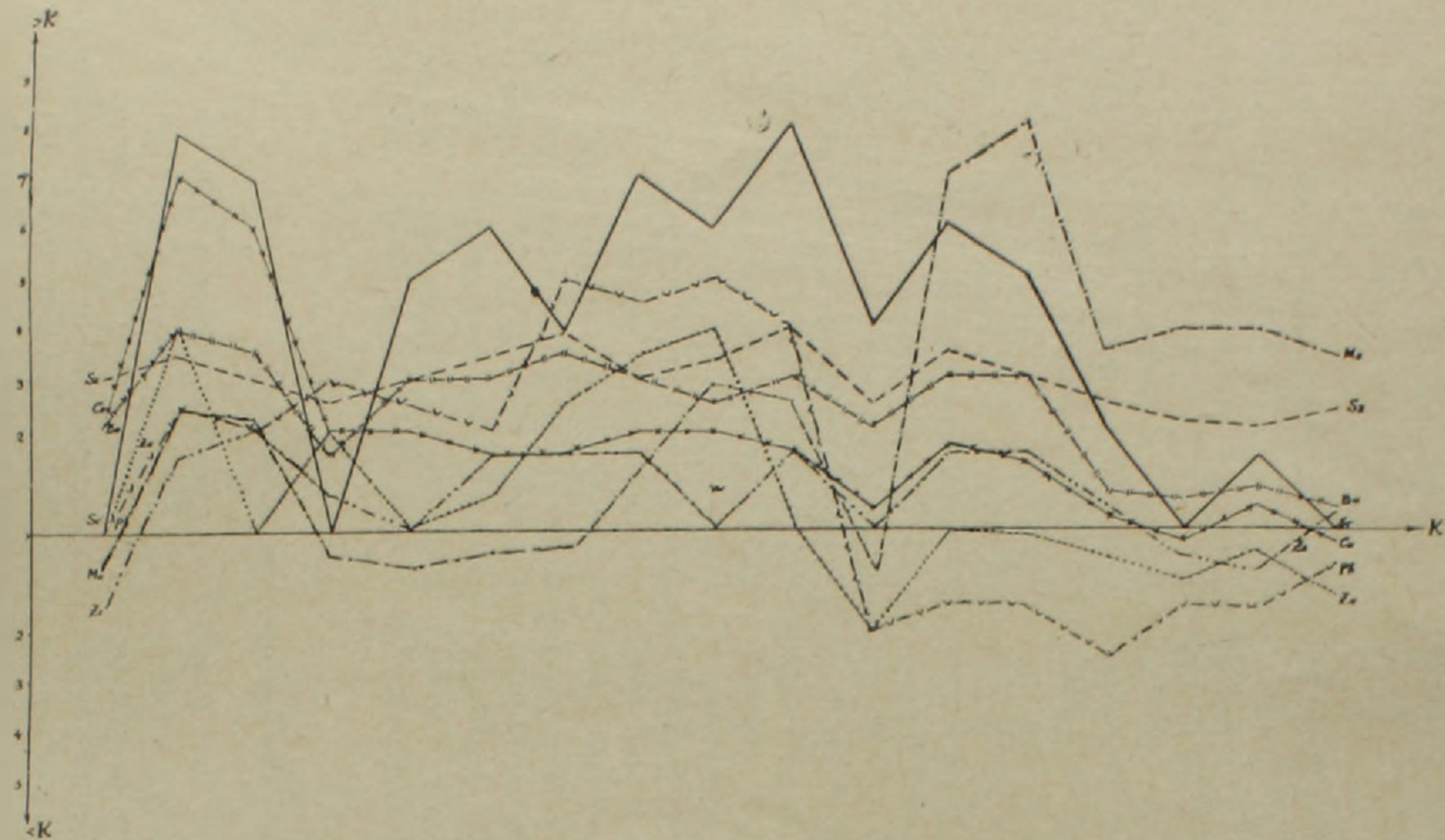
Барий во всех породах присутствует в содержаниях выше кларковых (фиг. 2). В среднеэоценовых эффузивах концентрация его повышается от основных к более кислым разностям (табл. 1), достигая максимума в андезитовых порфиритах ($2,3 \cdot 10^{-1} \%$). Среди пород интрузивного комплекса минимальные содержания бария характерны для эссекситов и эссекситовых габбро ($6,5 \cdot 10^{-2} \%$). В остальных разновидностях пород сиенито-диорит-граносиенитовой серии резких отличий в концентрации бария не наблюдается. В целом содержание бария как в эффузивных, так и в интрузивных породах заметно повышается при переходе от основных к кислым разностям.

В породах мио-плиоценового эффузивно-экструзивного комплекса, наоборот, концентрация бария повышается в ряду липариты — дациты — андезиты, а затем несколько понижается в андезито-базальтах (табл. 1). В этом отношении интересно отметить, что характер распределения бария в эффузивно-экструзивных образованиях Варденис-Джермукской зоны аналогичен таковому стронция (фиг. 2).

Группа редких элементов

Иттрий в изученных породах характеризуется довольно однообразным распределением (фиг. 1). В породах среднеэоценовой эффузивной серии содержание иттрия варьирует в пределах $2—3,5 \cdot 10^{-3} \%$. В интрузивных породах различного состава содержание иттрия почти постоянное и составляет около $3 \cdot 10^{-3} \%$. В породах мио-плиоценовой эффузивно-экструзивной серии иттрий характеризуется близкларковыми содержаниями (табл. 4).

Иттербий в близкларковых количествах устанавливается во всех изученных разновидностях пород эффузивной и интрузивной серий, причем характеризуется также, как и иттрий, довольно однообразным распределением. При этом отношение It/Yb постоянно и



Породы	Диабазовые порфириты	Андезитовые порфириты	Андезиты	Декскиты и декскитовые лапиллы	Монцититы	Дюрит-порфириты	Силситы-Дюриты	Кварцевые Силситы	Кварцевые Дюриты	Граниты-кварцы	Андезит-декумта	Андезитовые порфириты	Андезиты	Дюриты	Андезиты	Декскиты-Дюриты	Декскитовые порфириты
	зооценовые			и н т р у з н б н к							о н р у з н б н к					экстремальные	
	зооценовые			и н т р у з н б н к							и н р у з н б н к					экстремальные	
	зооценовые			и н т р у з н б н к							и н р у з н б н к					экстремальные	

Фиг. 2. Характер распределения элементов-примесей в породах зооценового и мно-плюоценового магматических комплексов.

Таблица 2

Значение среднеарифметических (М) концентраций Са, Zr, Sc в различных породах с указанием среднеквадратичных отношений (σ) коэффициентов вариаций (V) и погрешностей ($\pm m$)

Магматические комплексы	Породы		Галлий (‰)				Цирконий (‰)				Скандий (‰)				
			M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$	
Э о ц е н о в ы е	Эффузивные	Диабазовые порфириты	0,0016	0,0007	43	0,0002	0,0072	0,0028	39	0,0008	0,0022	0,00096	48	0,00027	
		Андезитовые порфириты	0,0018	0,0008	44	0,00018	0,035	0,0148	42	0,0034	0,0019	0,00087	46	0,0002	
		Андезиты	0,0021	0,00096	46	0,0002	0,040	0,0164	41	0,0040	0,0018	0,00081	45	0,0002	
	Интрузивные	Эссекситы и эссекситовые габбро	0,0017	0,0008	48	0,0002	0,010	0,0038	38	0,0009	0,0026	0,0011	43	0,00025	
		Монзониты	0,0023	0,0010	45	0,00025	0,028	0,0120	43	0,0030	0,0013	0,00063	49	0,00015	
		Диорит-порфириты	0,0022	0,0011	50	0,00028	0,034	0,0159	47	0,0035	0,0015	0,00069	46	0,00016	
		Сиенито-диориты	0,0023	0,0011	47	0,00027	0,036	0,0158	44	0,0035	0,0011	0,00055	50	0,00014	
		Кварцевые сиениты	0,0024	0,0011	46	0,00028	0,039	0,019	49	0,0044	0,0017	0,0008	48	0,0002	
		Кварцевые диориты	0,0024	0,001	45	0,0002	0,028	0,013	47	0,0026	0,0014	0,00064	46	0,00013	
		Граносиениты	0,0026	0,0011	45	0,00027	0,038	0,0166	44	0,0040	0,0021	0,00092	43	0,00023	
	Мю-плационовый	Эффузивные	Андезито-базальты	0,0018	0,0008	49	0,0002	0,025	0,0105	42	0,0026	0,0010	0,0004	40	0,0001
			Андезитовые порфириты	0,0019	0,00077	41	0,00017	0,037	0,017	46	0,0040	0,0014	0,00065	47	0,00016
			Андезиты	0,0022	0,00096	44	0,00025	0,065	0,0266	41	0,0060	0,0013	0,00059	46	0,00016
			Дациты	0,0028	0,0012	43	0,0003	0,022	0,0092	42	0,0023	0,0005	0,00022	44	0,00005
Липариты			0,0032	0,0015	46	0,00037	0,019	0,0085	45	0,0021	0,0003	0,00013	46	0,00003	
Экструзивные		Липарито-дациты	0,0030	0,0013	45	0,0004	0,018	0,0084	47	0,0025	0,0005	0,00024	48	0,00007	
		Липаритовые порфиры	0,0030	0,0014	48	0,0004	0,022	0,0096	44	0,0024	0,0003	0,00014	47	0,00003	

Таблица 3

Значения среднеарифметических содержаний (М) Рb, Zn и Cu в различных породах с указанием среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов вариаций (V) и погрешностей ($\pm m$)

Магматические комплексы	Породы	Свинец (‰)				Цинк (‰)				Медь (‰)					
		M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$	M	σ	V	$\pm m$		
Э о ц е н о в ы е	Эффузивные	Диабазовые порфириты	0,0008	0,00038	47	0,0001	0,015	0,0063	42	0,0018	0,030	0,013	44	0,0040	
		Андезитовые порфириты	0,004	0,0019	49	0,0004	0,030	0,0120	40	0,0021	0,025	0,012	48	0,0028	
		Андезиты	0,0032	0,0014	45	0,0003	0,012	0,0051	43	0,0012	0,022	0,010	46	0,0024	
	Интрузивные	Эссекситы и эссекситовые габбро	0,0029	0,0013	48	0,0003	0,023	0,010	46	0,002	0,027	0,010	42	0,0024	
		Монзониты	0,0039	0,0016	42	0,00034	0,013	0,0065	50	0,001	0,008	0,0038	48	0,0009	
		Диорит-порфириты	0,0035	0,0016	45	0,0004	0,012	0,0057	48	0,001	0,0065	0,003	47	0,0007	
		Сиеенито-диориты	0,0080	0,0036	45	0,0008	0,020	0,008	44	0,002	0,006	0,0029	49	0,0006	
		Кварцевые сиеениты	0,0073	0,0035	49	0,0008	0,026	0,012	47	0,003	0,0082	0,0042	52	0,0009	
		Кварцевые диориты	0,0082	0,0034	44	0,0007	0,032	0,015	45	0,003	0,0085	0,004	48	0,0008	
		Граносиеениты	0,0065	0,0028	43	0,0007	0,027	0,010	44	0,0021	0,0065	0,0031	49	0,0008	
		Мно-плюоценовый	Эффузивные	Андезито-базальты	0,0005	0,00026	53	0,00006	0,006	0,0028	48	0,0007	0,012	0,0056	47
	Андезитовые порфириты			0,0010	0,0005	50	0,0001	0,0071	0,0033	48	0,0007	0,006	0,0033	55	0,0008
	Андезиты			0,0010	0,00048	48	0,0001	0,0063	0,003	49	0,0007	0,005	0,0024	49	0,0006
	Дациты			0,0008	0,0004	50	0,0001	0,006	0,0031	51	0,0008	0,005	0,0022	44	0,00055
Липариты	0,0015			0,0007	46	0,00017	0,005	0,0025	50	0,0006	0,004	0,0019	48	0,0005	
Экструзивные	Липарито-дациты		0,0015	0,0007	47	0,0002	0,005	0,0024	49	0,0007	0,004	0,002	50	0,0006	
	Липаритовые порфиры		0,002	0,0009	46	0,00025	0,006	0,0031	52	0,0008	0,003	0,0014	46	0,0004	

равно 10. Содержание иттербия в эффузивных и интрузивных породах варьирует в близких пределах ($1 \cdot 10^{-4}$ — $3 \cdot 10^{-4} \%$).

Галлий во всех изученных породах присутствует в близко кларковых содержаниях (табл. 2). При этом концентрация галлия несколько повышается в более кислых дифференциатах как эффузивной, так и интрузивной серий. Максимальные содержания галлия характерны для кислых пород мио-плиоценового эффузивно-экструзивного комплекса (табл. 2).

Цирконий является характерным элементом. Содержание его в породах обычно выше кларковых величин в 1.5—2 раза (фиг. 2). Во всех сериях пород концентрация циркония повышается от основных к средним дифференциатам (табл. 2). Среди эффузивов мио-плиоценового комплекса наиболее пониженные содержания циркония приурочены к кислым членам липарито-дацитового ряда (1.8 — $2.2 \cdot 10^{-2} \%$). Элемент в изученных породах присутствует, главным образом, в виде акцессорного циркона.

Скандий в изученных породах распределен неравномерно. В различных породах эффузивной и интрузивной серий концентрация его в целом превышает кларковые величины (1.5—8 раз). Интересно, что в крайних членах дифференциации как эффузивно-экструзивного, так и интрузивного комплексов скандий присутствует в кларковых содержаниях. В среднеэоценовых андезитах содержание скандия превышает кларк в 7—8 раз. Для пород интрузивного комплекса также характерны повышенные концентрации скандия (выше кларка в 4—8 раз). В породах эоценового магматического комплекса в целом наблюдается некоторое возрастание содержания скандия от основных к кислым дифференциатам. В эффузивах мио-плиоценового комплекса, в ряду андезито-базальты — андезито-дациты — липариты, наиболее высокие концентрации скандия приурочены к основным и средним членам. В кислых же дифференциатах содержание элемента падает до кларкового.

Группа металлических элементов

Свинец является одним из характерных элементов эоценовых магматических комплексов. В эффузивных и интрузивных образованиях содержание его превышает кларковые величины в 2—5 раз. Наиболее высокие концентрации его приурочены к породам сениито-диорит-граносиенитового состава (табл. 3).

В породах мио-плиоценового эффузивно-экструзивного комплекса свинец присутствует в нижекларковых содержаниях (в 1.5—2 раза).

Цинк в повышенных количествах установлен в некоторых эффузивных породах эоценовой магматической серии. Среди эффузивных образований вышекларковые содержания (4 раза) характерны

Таблица 4

Значения среднеарифметических содержаний (М) I, Ib и Mo в различных породах с указанием среднеквадратичных отклонений (σ), коэффициентов вариаций (V) и погрешностей ($\pm m$)

Магматические комплексы	Породы		Иттрий (°/о)				Иттербий (V)				Молибден (°/о)				
			M	σ	V	± m	M	σ	V	± m	M	σ	V	± m	
Э о ц и о в ы е	Эффузивные	Диабазовые порфириты	0,0020	0,00096	48	0,00027	0,0002	0,00009	47	0,000025	—	—	—	—	
		Андезитовые порфириты	0,0035	0,00175	50	0,0001	0,0003	0,00013	44	0,00003	0,0003	0,000156	52	0,00003	
		Андезиты	0,003	0,00150	50	0,0003	0,0003	0,00014	46	0,00003	0,0002	0,000096	48	0,00002	
	Интрузивные	Эссекситы и эссекситовые габбро	0,003	0,00156	52	0,0003	0,0003	0,00014	48	0,00003	—	—	—	—	
		Монзониты	0,002	0,0011	54	0,0002	0,0002	0,0001	50	0,00002	—	—	—	—	
		Диорит-порфириты	0,003	0,0016	53	0,0004	0,0002	0,0001	50	0,000024	—	—	—	—	
		Сиеенито-диориты	0,0035	0,0020	56	0,0005	0,0003	0,00014	48	0,00003	—	—	—	—	
		Кварцевые сиеениты	0,003	0,0014	48	0,0003	0,0003	0,00013	44	0,00003	0,0004	0,00024	56	0,00005	
		Кварцевые диориты	0,003	0,0013	46	0,00026	0,0002	0,00009	47	0,000018	0,0006	0,00032	54	0,00007	
		Граносиеениты	0,003	0,0013	45	0,0003	0,0003	0,00014	48	0,00003	0,0005	0,00025	50	0,00006	
	Мно-плюоценовый	Эффузивные	Андезито-базальты	0,002	0,00096	48	0,0002	0,0001	0,00005	50	0,00001	—	—	—	—
			Андезитовые порфириты	0,0035	0,0019	54	0,0004	0,0003	0,000156	52	0,00003	0,0007	0,00033	48	0,00007
			Андезиты	0,003	0,0016	53	0,00037	0,0002	0,00096	48	0,0002	0,0003	0,00047	53	0,0001
			Дацииты	0,002	0,001	50	0,00025	0,0001	0,00005	50	0,00001	0,0008	0,00056	57	0,00015
Липариты			0,003	0,0014	47	0,00036	0,0003	0,00014	48	0,00003	0,0009	0,0005	56	0,00015	
Экструзивные		Липарито-дациты	0,003	0,0014	47	0,0004	0,0003	0,00015	50	0,00004	0,0010	0,0005	50	0,00015	
		Липаритовые порфиры	0,002	0,0009	47	0,00026	0,0001	0,000052	52	0,000015	0,0008	0,00044	55	0,0001	

для измененных андезитов. В диабазовых порфиритах и свежих андезитах содержание элемента кларковое. В интрузивных породах содержание цинка варьирует в пределах от $1,2 \cdot 10^{-2}$ до $3,2 \cdot 10^{-2}$. В эссекситах и монцонитах Гюмушханского рудного поля содержание цинка кларковое. В более поздних и сравнительно кислых дифференциатах интрузивной серии концентрация цинка в 2,5—4 раза выше кларковой величины.

Для пород мио-плиоценового комплекса цинк является малохарактерным элементом.

Медь в вышекларковых величинах установлена почти во всех разновидностях пород эффузивной и интрузивной серий (табл. 3). В этом отношении исключение составляют лишь липариты и липаритовые порфиры, где содержание меди ниже кларковых величин. Наиболее повышенные концентрации меди приурочены к средне-эоценовым андезитам и их измененным разностям (выше кларка в 6—7 раз). В породах интрузивной серии медь варьирует в близких пределах (фиг. 2).

Породы мио-плиоценового комплекса в целом характеризуются низкими содержаниями меди, близкими к кларку.

Молибден в породах эоценовых магматических комплексов встречается спорадически. Содержание его в среднеэоценовых эффузивах варьирует в пределах $2—3 \cdot 10^{-4} \%$. В интрузивных породах в ходе дифференциации наблюдается некоторое повышение концентрации молибдена. В породах кварц-диорит-граносиенитовой серии содержание молибдена превышает кларковые значения в 2—3 раза (фиг. 2).

В эффузивно-экструзивных образованиях мио-плиоценового комплекса молибден является характерным элементом. В андезитах и их измененных разностях молибден устанавливается в величинах, до 8 раз выше кларковых. В свежих породах липарито-дацитового ряда Варденисского рудного поля молибден варьирует в пределах от $8 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3} \%$, превышая кларк в 3,5—4 раза (фиг. 2).

Таким образом, молибден, во всех разностях пород мио-плиоценовой вулканической серии, за исключением андезито-базальтов, образует повышенные концентрации.

Приведенные выше данные позволяют установить, что эоценовые эффузивные и интрузивные комплексы характеризуются повышенной концентрацией Ba, Sr, Pb, Zn, Cu. Мио-плиоценовый эффузивно-экструзивный комплекс характеризуется повышенными содержаниями Ba, Sr, Mo.

Ա. Գ. ՀԱԿՈՔՏԱՆ, Ռ. Ն. ՋԱՐՅԱՆ

ԽԱՌՆՈՒՐԴ-ՏԱՐՐԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ԲՆՈՒՅԹԸ ՀԱՅՈՑՉՈՐԻ ԷՈՑԵՆԻ
ԵՎ ՄԻՈ-ՊԼԻՈՑԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱԴՄԱՏԻԿ ԱՊԱՐԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայոցձորի հանքալին շրջանում լայն տարածում ունեն լոցենի և միո-պլիոցենի հասակի էֆուզիվ առաջացումներն իրենց ինտրուզիվ և էքստրուզիվ ֆացիաներով:

Ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ վերը նշված ապարները բնորոշվում են ստրոնցիումի, բարիումի, սկանդիումի, ցիրկոնիումի, դալիումի, բերիլիումի, կապարի, ցինկի, մոլիբդենի, պղնձի և այլ էլեմենտների առկայությամբ: Դիտարկվող ապարներում վերը նշված էլեմենտները հանդիպում են երկու ձևով՝

1. էլեմենտներ, որոնք չեն առաջացնում ինքնուրույն միացություններ, այլ զլխավորապես հանդիպում են իդոմորֆ խառնուրդների ձևով — դալիում և սկանդիում:

2. էլեմենտներ, որոնք զլխավորապես հանդիպում են ինքնուրույն միացությունների ձևով՝ ցիրկոնիում, ստրոնցիում, բարիում, կապար, ցինկ, պղնձ, մոլիբդեն և այլն:

Լոցենի էֆուզիվ և ինտրուզիվ կոմպլեքսների համար բնորոշ են բարիումի, ստրոնցիումի, կապարի, ցինկի և պղնձի համեմատաբար բարձր պարունակությունները, իսկ միո-պլիոցենի էֆուզիվ-էքստրուզիվ կոմպլեքսը բնորոշվում է ստրոնցիումի, բարիումի և մոլիբդենի բարձր պարունակությամբ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Заварицкий А. Н.— Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1944.
2. Соловьев В. Г.— Методы вариационной статистики. М., 1939.

А. А. АДАМЯН

ОЛИВИНЫ ИЗ ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ЭФФУЗИВОВ
ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО

В верхнеплиоценовой вулканогенной толще Лорийского плато нами было установлено трехкратное излияние высокоглиноземистых базальтовых лав; с первым из них связано образование потоков оливиновых базальтов, в результате второго и третьего излияний образовались покровы долеритов, названные нижний и верхний покровы или нижние и верхние долериты [1]. Среднее содержание оливина в эффузивах варьирует в значительных пределах и составляет в оливиновых базальтах—3,0%, в верхних долеритах—3,8% и в нижних долеритах достигает—11,5%. Зерна оливина в шлифах изометричные, большей частью округлые и неправильные, реже имеют ромбовидные, четырех- и шестиугольные сечения. Они образуют обычно гломеропорфировые скопления в ассоциации с рудным минералом и моноклинным пироксеном. Преобладают зерна размером 0,05—0,1 мм, реже встречаются 0,1—0,2 мм, и весьма редко 0,2—0,4 мм. Кристаллы оливина в большинстве случаев прозрачные. В верхних долеритах зерна его приобретают оранжевую окраску вследствие выделения окислов железа, при этом мелкие зернышки целиком окрашиваются, а более крупные—только окаймляются цветной оторочкой. В некоторых случаях, особенно в нижних частях покрова, наблюдается замещение оливина желто-бурым, реже зеленоватым палагонитом, при этом форма зерен оливина не сохраняется. Местами оливин нацело замещается иддингситом. В нижних долеритах содержание оливина в два раза превышает его содержание в верхних, что, по-видимому, связано с его ранним выделением в интрателлурических условиях.

Как показали многочисленные наши измерения, оптические константы оливинов из обоих покровов довольно постоянны. Так, по данным 8 замеров, оливины нижнего покрова имеют угол оптических осей от -87° до 90° , $Ng' = 1,718$ и $Np' = 1,678$, что соответствует содержанию 23% фаялита. Оливины верхнего покрова по данным 21 замера дают $2v$ от -86 до 90° , $Ng' = 1,712—1,714$ и $Np' = 1,673—1,686$, что соответствует содержанию фаялита от 20 до 27%.

Оливин в долеритах обоих покровов относится по химическому составу (табл. 1) и оптическим константам к хризолиту, с содержанием фаялитовой молекулы от 20 до 27%.

При сопоставлении с диаграммой Рихарда Крала [2], наши оливины не выходят за пределы хризолита по данным Дира и Вагера, Аллинга и Винчеля, а по Вагнеру—за пределы оливина (10—35%).

Необходимо особо отметить содержание глинозема в составе описываемых оливинов.

Классификация оливинов по химическому составу
(по данным различных исследователей)

Winchell	Fo	Chrysolit	Hyalosiderit	Hortonolit		Fa
Wagner	Fo	Olivin	Hyakosiderit	Hortonolit	Fayalit	
Alling	Fo	Chrysolit	Hyalosiderit	Hortonolit	Fa	
Deer-Wager	Fo	Chrysolit	Hyalosiderit	Hortonolit	Ferrohortonolit	Fa
% Fe_2SiO_4	10	30	50	70	90	
% Mg_2SiO_4		80	60	40	20	

Химическими анализами трех навесок оливина (табл 1), отобранных под биноклем (размер зерен < 0.10 мм), обнаружено содержание Al_2O_3 в количестве 6—7%, а в одной пробе (№ 1) даже 13%, что не увязывается с теоретическим химическим составом оливина. Был выполнен ряд контрольных химических определений, которые подтвердили предыдущие данные. Кроме того, был произведен пересчет анализов навесок оливина на возможное присутствие плагиоклаза, который мог остаться незамеченным в пробе в силу весьма мелких размеров зерен. После вычета плагиоклаза оказалось, что часть содержания Al_2O_3 все же входит в состав оливина.

Таблица 1
Состав оливина из долеритов Лирийского плато

№	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Молекулярное количество (в %)	
											Fo	Fa
1	44 572	38,0	0,43	6,36	—	18,45	2,32	31,02	0,57	0,15	77	23
2	35 52	38,36	0,48	6,66	—	18,72	0,86	28,50	0,38	0,20	73	27
3	30,33 (i)	35,0	0,46	13,08	3,53	14,02	5,0	28,02	0,80	0,12	74	26

Структурные формулы оливинов

1. $[(\text{Mg}_{1,41}\text{Fe}_{0,43}^{2+}\text{Al}_{0,09})_{1,93}(\text{Si}_{0,99}\text{Al}_{0,02})_{1,00}\text{O}_4] + 0,73 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 0,18 \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8$.
2. $[(\text{Mg}_{1,2}\text{Fe}_{0,41}^{2+}\text{Al}_{0,17}\text{Ti}_{0,01})_{1,82}\text{Si}_{1,04}\text{O}_4] + 0,27 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 0,07 \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8$.
3. $[(\text{Mg}_{1,32}\text{Fe}_{0,37}^{2+}\text{Fe}_{0,08}^{3+}\text{Al}_{0,13})_{1,9}(\text{Si}_{0,9}\text{Al}_{0,1})_{1,0}\text{O}_4] + 1,6 \text{ CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 0,14 \text{ NaAlSi}_3\text{O}_8$.

Структурные формулы изученных оливинов (табл. 1) показывают, что от 10 до 43,5% всего количества Al_2O_3 в оливине может находиться в тетраэдрической координации (табл. 2) (Al^{3+} с Si^{4+} в тетраэдрах), а оставшая часть, вероятно, замещает Mg^{+2} и Fe^{+2} .

Таблица 2
Число атомов алюминия, изоморфно замещающего часть атомов Si

Пробы	Число атомов Al^{+3} в формуле		
	всего	на долю Si^4	в %
1. Нижний долерит обр. 44 572	0,10	0,01	10
2. Верхний долерит обр. 50.33 (1)	0,23	0,10	43,5
обр. 35/52	0,17	—	—

Таблица 3

РЕНТГЕНОГРАММЫ ОЛИВИНОВ

Условия съемки: Cu—Ni—излучение, $2R=57,3$, $2r=0,5$, экспозиция 43 ч.

№		Обр. 50.33 (1)				линии п п	Обр. 35/52	
линий п/п	1	d п	линий п/п	1	d п		1	d п
1	3	5,17	21	5	1,672	1	2	4,39
2	3	4,33	22	6	1,633	2	2	3,67
3	4	3,90	23	6	1,620	3	2	3,22
4	3	3,48	24	5	1,568	4	8	2,758
5	2	(3,06)	25	2	(1,535)	5	8	2,538
6	2	3,01	26	6	1,494	6	7	2,477
7	9	2,770 130	27	8	1,479	7	1	2,382
8	4	2,730	28	8	1,393	8	8	2,277
9	8	2,511	29	7	1,349	9	3	1,885
10	9	2,455	30	6	1,314	10	10	1,749
11	2	2,390	31	3	1,294	11	2	1,639
12	1	2,313	32	2	1,188			
13	8	2,265	33	2	1,183	12	2	1,621
14	4	2,253	34	3	1,141	13	7	1,507
15	4	2,157	35	3	1,134	14	3	1,488
16	2	2,023	36	2	(1,126)	15	6	1,387
17	5	1,925	37	1	1,116	16	2	1,306
18	2	1,809	38	6	1,098			
19	2	1,791	39	3	1,063			
20	9	1,751	40	9	1,037			
			41	7	1,021			

* Анализы произведены в лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитик. Хуршудян Э. Х.

Оливин, содержащий алюминий, был обнаружен также в базальтах Западной Чехии. Так Рихард Крал [2] указывает, что в образцах оливина из третичных и четвертичных базальтов, отмечается необычно высокое содержание Al_2O_3 —до 9,95%; соответственно меняются и межплоскостные расстояния, в частности, $d_{(130)}$ пре

вышает теоретические значения, вычисленные интерполированием между чистым форстеритом и фаялитом, причем отклонение $d_{(130)}$ от теоретических значений уменьшается с повышением концентрации изоморфного Al^{3+} .

По данным рентгеноструктурного анализа (табл. 3) межплоскостные расстояния грани hko наших оливинов, по сравнению с таковыми чистого оливина (по теоретическим данным) уменьшаются, и находятся в соответствии с выводом Рихарда Крала [2] (табл. 4).

Таблица 4

Изменение межплоскостных расстояний грани hko в связи с вхождением Al в решетку оливина из долеритов Лорийского плато

	Чистый оливин (по теоретическим данным)	Оливин с содержанием Al_2O_3 (в %)	
		Обр. 35 52	Обр. 50 33 (1)
		6,66	13,08
$d_{(130)}$	2,790	2,758	2,770

Итак, оливины из долеритов Лорийского плато по своему составу и типу кристаллической структуры несколько отличаются от теоретического состава оливина, они содержат в среднем до 8,74% Al_2O_3 и Al находится в них в изоморфной смеси как с Si^{4+} , так и, по-видимому, с Mg^{2+} и Fe^{2+} и влияет на межплоскостные расстояния, в частности, $d_{(130)}$ в сторону уменьшения индекса $d_{(130)}$.

Таким образом, по всем показателям, принадлежность нашего оливина к магнезиальному типу с содержанием глинозема не вызывает сомнений.

Судя по данным 27 приближенных количественных спектральных анализов, в оливинах из нижних и верхних долеритов и из оливинового базальта*, в отношении качественного состава элементов-примесей существенных различий не устанавливается, отмечаются только различия в количественном содержании тех или иных элементов (табл. 5).

Спектральные анализы определили присутствие в оливинах из малых петрогенных элементов-примесей Li , Sr . Количество Li в оливинах долеритов нижнего и верхнего покрова одинаково и равняется 0,001%. Кристаллохимическая природа Li очень близка к Mg . Выдержанное его количество в оливинах нижнего и верхнего покровов объясняется устойчивостью в них состава оливинов.

* Содержание микроэлементов в оливиновых базальтах приводится по данным одной пробы. При сравнении, в основном, берутся в расчет долериты нижнего и верхнего покровов.

Таблица 5

Среднее содержание микроэлементов в оливинах из лав Лорнйского плато

Порода	Be	Sr	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Ga	Cu	Pb	Zn	Zr	Y	Li
Нижн. дол.	0,00012	0,007	0,6	0,5	0,020	0,022	0,02	0,159	0,0010	0,010	0,001	0,012	0,008	0,003	0,001
Верхн. дол.	0,0006	0,003	0,5	0,2	0,006	0,057	0,01	0,100	0,0003	0,004	0,001	0,017	0,004	—	0,001

Средние из 26 анализов.

Содержание СаО в оливинах обоих покровов связано с вростками плагиоклаза, что и обуславливает присутствие Sr, количество которого в два раза больше в нижних долеритах—0,007% против 0,003% в оливинах верхних долеритов.

Бериллий в оливинах встречен не во всех пробах; его присутствие ограничивается десятитысячными долями % — от 0,00012% до 0,0006%, что во всех случаях меньше, чем это указывает И. Х. Хамрабаев [3] в главных породообразующих минералах, в том числе и в оливинах.

Присутствие бериллия в цветных минералах А. Л. Беусом [4] объясняется гетеровалентным изоморфным вхождением его в магнезиальные минералы содержащие титан по схеме: $Mg^{2+} + Si^{4+} \rightarrow Ti^{4+} + Be^{2+}$.

Постоянными спутниками описываемых оливинов являются элементы группы железа: Ti, Mn, V, Cr, Ni и Co, из которых Mn находится почти в равных количествах в ранних и поздних оливинах.

Что касается Ti, V, Co и Ni, то их количество несколько больше в ранних оливинах (табл. 5).

Присутствие Mn почти в равных количествах (до 0,6—0,5%) в ранних и поздних оливинах еще раз подтверждает тенденцию Mn накапливаться в цветных минералах, в данном случае в оливинах, а также его кристаллохимическую близость с двухвалентным железом. Кроме того, одинаковое процентное содержание Mn в ранних и поздних оливинах объясняется устойчивостью состава последних. Содержания Co и Ni в оливинах находятся в полном согласии с положением Гольдшмидта [5] о том, что никель встречается в количествах, больших, чем кобальт; в нашем случае количество Ni исчисляется десятными долями процента в ранних (0,16%) и поздних (0,10%) оливинах, а Co в сотых долях процента (табл. 5). По приведенным цифрам нетрудно убедиться, что в ранних оливинах содержание Ni и Co несколько больше, чем в поздних; они являются элементами ранних этапов кристаллизации, чем, вероятно обуславливается большее их содержание в ранних оливинах. Отношение Ni:Co=7:1 и 10:1 в ранних и поздних оливинах соответственно, несколько больше по сравнению с данными, приведенными Санделлом и Голдичем [6], согласно которым отношение Ni:Co для основных пород равно 3:1.

Близость ионных радиусов определяет возможность изоморфного замещения магния и железа никелем и кобальтом.

Ванадий в оливинах нижнего долерита содержится в три раза больше, чем в оливинах верхнего долерита. Если принять во внимание, что в оливинах нижних долеритов больше включений рудного минерала и что сам оливин редко бывает в свежем состоянии, то вполне оправдано присутствие 0,02% ванадия против 0,006% в оливинах верхнего долерита. Подобная его концентрация в рудном ми

нерале (в данном случае в титаномагнетите) объясняется близостью ионных радиусов ванадия, титана и железа.

Наибольшее содержание хрома зафиксировано в оливинах из верхних долеритов (до 0,057%), в два раза больше, чем в оливинах из нижних долеритов (0,022%).

Из металлогенных элементов медь и цинк встречены во всех анализированных пробах. В их распределении в ранних и поздних оливинах нельзя наметить какой-либо закономерности, так как их присутствие, вероятно, можно приписать механическим включениям самородного цинка и халькопирита (самородный цинк обнаружен в протолочках долеритов, а халькопирит установлен в аншлифах в виде микроскопических включений в породообразующих минералах).

Содержание Zn в среднем от 0,012 до 0,017%, а Cu—от 0,014 до 0,004%.

Свинец встречен не во всех пробах в количестве 0,001%. Из группы редких элементов в оливинах постоянно присутствуют Ga и Zr. Наибольшее содержание Ga=0,001% наблюдается в ранних оливинах, что в 3 раза превышает его содержание в поздних оливинах.

Галлий, как элемент, сопровождающий алюминий, теоретически не должен быть в оливинах, но его вхождение в оливины описываемых эффузивов можно считать обоснованным, т. к. в них часть Si, Fe и Mg замещена Al. Галлий является типичным рассеянным элементом в магматическом процессе и очень тесно кристаллохимически связан с алюминием. Л. В. Таусон [7] совместно с Л. А. Борисенко сделали такой вывод, изучая распределение Ga по минералам гранитоидов Сусамырского батолита.

Цирконий в оливинах встречается в тысячных долях процента и распределен неравномерно: в нижних долеритах—0,008%, в верхних—в два раза меньше. Присутствие циркония в оливинах объясняется наличием включений акцессорного циркона. Из редкоземельных элементов в оливинах содержится Y, La. Последний в большом количестве содержится также и в угольных электродах, сжигаемых вместе с пробой. Что касается Y, то он встречен только в двух пробах оливинов из нижних долеритов в количестве 0,003%, что, вероятно, объясняется изоморфным замещением Ca, который констатирован в оливинах.

В ы в о д ы

1. Оливины из долеритов Лорийского плато по оптическим и химическим данным характеризуются содержанием фаялита от 20 до 27%.

2. Оливины из долеритов Лорийского плато по своему составу и типу кристаллической структуры несколько отличаются от теоретического оливина: они содержат в своем составе Al_2O_3 от 6 до 13%, причем Al^{3+} изоморфно замещает как Si^{4+} , так и Mg^{2+} .

и Fe^{2+} , что фиксируется уменьшением межплоскостных расстояний, в частности $d_{(130)}$.

3. В наборе редких и рассеянных элементов в ранних и поздних оливинах существенных различий нет, в количественном отношении примерно в равных содержаниях присутствуют Li, Pb, Mn и Zn, ранние оливины обогащены Sr, Ti, V, $\text{Co} < \text{Ni}$, Ga, Cu, Zr, Y, а поздние — Be, Cr. Присутствие в оливинах Pb, Cu, Zr, Y, Sr, по-видимому, связано с субмикроскопическими включениями других минералов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.11.1967

Ա. Ա. ԱԴԱՄՅԱՆ

ԼՈՌԻԻ ՍԱՐԱՎԱՆԻ ԵՐԻՏԱՍԱՐԴ ԼԱՎԱՆԵՐԻ ՕՒԻՎԻՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Վերին պլիոցենի բազալտային լավայի օլիվինի օպտիկական, քիմիական, գեոքիմիական և ռենտգեն-ստրուկտուրային ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ նրանք պատկանում են մագնեզիումային շարքին և նրանց կազմությունը անփոփոխ է: Բազալտային հոսքերը արտավիժել են միևնույն մագմատիկ օջախից երեք անգամ, որոշ ընդմիջումներով: Որոշված մագնեզիումային օլիվինը (20—27% ֆայալիտի պարունակությամբ) պարունակում է 6—8% Al_2O_3 , որը ազդում է $d_{(130)}$ ինդեքսի մեծության վրա: Օլիվինի ստրուկտուրայի բանաձևի հաշվումը ցույց է տալիս, որ Al-ը հանդես է գալիս որպես իզոմորֆ խառնուրդ ինչպես Si-ի այնպես էլ Mg և Fe^{2+} -ի հետ:

Մոտավոր քանակական սպեկտրալ անալիզի միջոցով ուսումնասիրվող օլիվինի մեջ հայտնաբերված են որպես մշտական իզոմորֆ խառնուրդներ՝ Li, Mn, Cu, Ni և Co, ընդ որում նիկելը գերազանցում է կոբալտին: Ապացուցվում է, որ առաջին ժայթքման բազալտային լավան կրկնակի անգամ հարուստ է եղել Sr-ով: Օլիվիններում ցրված և հաղվագյուտ էլեմենտների տեսակային կազմը հիմնականում հաստատուն է, սակայն նկատվում է միայն այս կամ այն էլեմենտի քանակական տարբերությունը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. Тр. лаборатории вулканологии «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
2. Richard Kral. Krystalochemie olivinu ze Zapadočeských Čedlic. Katedra mineralogie VŠCHT a Ústav geochemie a nerostných Surovin ČSAV Dolše (dne, 5, VIII, 1961).
3. Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в западном Узбекистане. Изд. АН Уз. ССР, 1958.

4. Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. Изд. АН СССР, М., 1959.
5. Coldschmidt V. M. The geochemical-back-ground of Minor Element Distribution „Soll science“. 60, № 1, 1945.
6. Санделл и Голдич. Редкие металлы американских изверженных пород. В сб.: Редкие элементы в изверженных породах и минералах. ИЛ, 1952.
7. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, М., 1961.
8. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в изверженных горных породах и металлогеническая специализация магм — В сб.: Химия земной коры, т. 2. «Наука», М., 1964.

С. В. КАЗАРЯН, М. С. АЗИЗБЕКЯН, А. З. АЛТУЦЯН

К ВОПРОСУ О ПЕРСПЕКТИВЕ СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ТУМАНЯНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ОГНЕУПОРНЫХ ПОРОД

В результате проведенных в 1966—67 гг. исследований получены новые данные, позволяющие уточнить существующие представления о стратиграфии и структуре Туманянского месторождения огнеупорных пород, а также по-новому оценить перспективы известного в его пределах сульфидного оруденения.

Впервые стратиграфическую схему Туманянского месторождения* разработал Б. С. Вардапетян.

Не имея достаточного основания он выделил там отложения средней юры, условно проведя границу между ними и средним эоценом по северо-восточной части месторождения. По данным Б. С. Вардапетяна, отложения «средней юры» согласно перекрываются отложениями среднего эоцена и литологически ничем не отличаются друг от друга, если не считать более темную окраску «среднеюрских» отложений по сравнению с таковой среднеэоценовых отложений. Он сделал этот вывод, «давая предпочтение работам по региональной съемке», согласно которым между разноокрашенными аналогичными породами соседних районов. К. Н. Паффенгольцем и В. И. Грушевым проводилась граница средней юры и среднего эоцена.

Последующие исследователи не обращая внимания на указанную условность, без каких-либо оговорок считали среднеюрские отложения основанием стратиграфического разреза Туманянского месторождения, давая им как-бы законное право на существование, сохраняющееся по сей день.

Один из авторов настоящей статьи в своей опубликованной работе [1] еще в 1966 году доказал, что фаунистически охарактеризованный средний эоцен начинается далеко к северу от Туманянского месторождения—у ж. д. ст. Саннин, и что граница его со среднеюрскими отложениями там носит тектонический характер и, простираясь по азимуту 300—310°, протягивается к с. Атан.

В пограничной со средней юрой полосе, отложения среднего эоцена, содержащие нуммулитовую фауну, представлены туффитами, туфопесчаниками и известняками (суммарной мощностью 60—100 м). Они согласно (с постепенными переходами) перекрываются эпидотизированными плагиоклазовыми порфиритами, которые, падая полого (25—30°) и моноклинально, прослеживаются вплоть до

* Здесь и в дальнейшем Туманянское месторождение огнеупорных пород будет названо сокращенно — Туманянское месторождение.

Туманянского месторождения, составляя там основание его стратиграфического разреза. Залегание пород на отрезке ж. д. ст. Санаин — пос. Туманян (Дзаги-дзор) осложняется дизъюнктивными нарушениями с небольшими амплитудами смещения крыльев и внедрениями даек различной мощности.

Изложенное дает основание считать, что на Туманянском месторождении среднеюрские отложения отсутствуют и развитые там породы имеют среднеэоценовый возраст*.

С учетом этой поправки стратиграфический разрез участка месторождения снизу-верх следует представлять в следующем виде:

1. Плагиоклазовые порфириты, местами эпидотизированные, мощностью 4—5 км.

2. Вулканогенно-осадочные породы (огнеупорные), видимой мощностью 100—120 м.

3. Дацитовые порфириты и их туфобрекчии, видимой мощностью свыше 200 м.

Эта поправка позволяет уточнить историю геологического развития района месторождения и возраст развитого здесь колчеданного оруденения. В частности, Спасакарское и Агвинское месторождения медного колчедана, являющиеся эпигенетическими по отношению к вмещающим среднеэоценовым породам, будут иметь послесреднеэоценовый возраст и, поэтому впредь необходимо их исключать из Алавердской металлогенической зоны, куда они включаются рядом исследователей совместно с Алавердским, Шамлугским и Ахтальским месторождениями, возраст которых, по данным большинства геологов, верхнеюрский или меловой.

Хотя Туманянское месторождение детально разведано и давно эксплуатируется, тектоническое строение его остается недостаточно изученным.

Сведения о структуре месторождения имеются в работах Б. С. Вардапетяна, В. Е. Гогиняна, Т. А. Цоголокян и Г. Е. Пироева.

Нами в южной части месторождения обнаружено крупное нарушение сбросового характера, прослеженное от месторождения к с. Кариндж, на протяжении 3,3 км (фиг. 1).

Это нарушение отчетливо обнажается у дороги Алаверди-Кировакан, приблизительно в 100 м к северу от устья р. Марц. На вертикальной плоскости, вкрест простирания нарушения хорошо отбивается выход линии его сбрасывателя, с элементами залегания:

$$\frac{\text{пр. СЗ } 300^{\circ}}{\text{аз. пад. ЮЗ } 210^{\circ}} \approx 85^{\circ} \text{ (рис. 1, 3).}$$

Висячий бок нарушения (рис. 2, 3) сложен плотными дацитовыми порфиритами и их туфобрекчиями темно-зеленого цвета, в ко-

* На фиг. 1 отложения, развитые к северо-востоку от Аваникара, ранее относимые к средней юре, датированы нами средним эоценом.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА ТУМАНЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Составил Б. С. ВАРТАПЕТЯН
с дополнениями С. В. Казаряна



Фиг. 1. Аллювий-делювий. 2. Четвертичные базальты. 3. Окрашенные туфы и туфобрекчии. 4. Дацинты. 5. Огнеупорные и тугоплавкие породы. 6. Известняки, песчаники и мергели. 7. Дацитовые порфириды, их туфы и туфобрекчии. 8. Плагиоклазовые порфириды, их туфы и туфобрекчии. 9. Гранодиориты. 10. Линии тект. нарушений. 11. Ось ант. складки. 12. Проявления сульфидного оруденения. 13. Проявления барита. 14. Предлагаемые буровые скважины. Порода под номерами 3, 4, 5, 6, 7, 8 имеют возраст ср. эоцена. № 9 — после ср. эоцена.



Рис. 2. 1. Четвертич. базальты. 2. Дацитовые порфиры, их туфы и туфобрекчии. 3. Вулканогенно-осадочные, гидротермально-измененные, огнеупорные и тугоплавкие породы—порфиры, туфопесчаники, туфы. 4. Плагноклазов. порфиры. 5. Гранодиориты. 6. а) установленное сульфидное оруденение; б) предполагаемое сульфидное медно-полиметаллическое оруденение. 7. Линия сброса. 8. Предлагаемая буровая скважина.



Фиг. 3. Почвенно-растительный слой. 2. Вулканогенно-осадочные, гидротермально-измененные, огнеупорные и тугоплавкие породы—порфиры, туфопесчаники, туфы. 3. Дацитовые порфиры. 4. Тектоническая глина. 5. Раздробленность пород. 6. гидротермальное изменение. 7. Марцигетский разлом.

торых практически отсутствуют следы гидротермального изменения и какой-либо минерализации.

Породы лежачего бока, о которых более подробно будет сказано ниже, представлены вулканогенно-осадовой фацией (порфири-ты, туфы и туфопесчаники). Они тектонически сильно раздроблены и изменены гидротермальными и гипергенными процессами. Это собственно те породы, которые слагают рудное поле Туманянского месторождения в нынешних его границах.

У плоскости сбрасывателя Марцигетского нарушения за счет пород лежачего бока образована тектоническая глина светло-синего цвета, мощностью 10—20 см. Цвет глины обусловлен наличием в ней тектонически перетертых рудных минералов.

Сильная раздробленность пород лежачего бока, и, наоборот, отсутствие этой раздробленности в породах висячего бока Марцигетского нарушения, дают основание предполагать, что породы лежачего бока приподняты и в какой-то мере размыты (фиг. 2, 3).

В пользу приподнятости лежачего крыла этого нарушения свидетельствует еще то, что слагающие его более древние вулканогенно-осадочные, гидротермально измененные породы по линии нарушения тектонически контактируют с более молодыми перекрывающими их дацитовыми порфиритами.

Для суждения об амплитуде Марцигетского сброса в настоящее время нет достоверных данных. По аналогии с другими однотипными нарушениями Северной Армении, можно предположить, что амплитуда описываемого нарушения не превышает 150—200 м.

Важное значение имеет вопрос возрастного соотношения данного нарушения с гидротермальным изменением пород и сопровождающей его сульфидной минерализацией. Для решения этого вопроса имеются следующие данные.

Описываемое нами нарушение является непосредственным продолжением регионального Марцигетского нарушения, указанного ранее С. С. Мкртчяном, который справедливо считает его дорудным и рудоконтролирующим. Наши наблюдения это подтверждают. Действительно все рудопроявления и зоны гидротермально-измененных пород узкой полосой протягиваются вдоль этого нарушения.

Признавая дорудность Марцигетского нарушения, следует признать также обновление по нему тектонических подвижек и в послерудное время. Об этом свидетельствуют сильная раздробленность, а местами перетертость пород после их гидротермального изменения.

Разведанная площадь Туманянского месторождения, которая ныне разрабатывается, расположена в лежачем боку Марцигетского нарушения. Породы, развитые в пределах этой площади, гидротермально и гипергенно интенсивно изменены. Гидротермальное изменение выражено окварцеванием, каолинизацией, пиритизацией, ге-

матризацией и огипсованием, а гипергенное — образованием гидроокислов железа, малахита и азурита.

Из гидроокислов железа наибольшее развитие имеет лимонит, который образует типичную для сульфидных м-ний «железную шляпу». В результате эрозии, в настоящее время, «железная шляпа» представлена в виде разобщенных останцев.

Первичные минералы: пирит, гематит, халькопирит, гипс, барит, образуют крутопадающие прожилки, жилы и зоны различных мощностей, которые расположены под острым углом к Марцигетскому нарушению, сочленяясь с ним. Эти рудные тела фиксируют дорудные оперяющие трещины Марцигетского нарушения.

По аналогии с другими колчеданными месторождениями Северной Армении (Шамлуг, Ахтала, Алаверди), такие рудные тела у экранирующих горизонтов, при благоприятных литолого-структурных условиях, могли образовать промышленные концентрации сульфидов.

Нам представляется, что такие концентрации в геологическом прошлом могли иметь место под экранирующими дацитовыми порфиритами в нижележащих вулканогенно-осадочных породах. Отсутствие там в настоящее время промышленных скоплений этих минералов мы объясняем тектоническим поднятием и последующим размывом лежащего крыла Марцигетского нарушения.

Вследствие размыва в пределах его лежащего крыла остались лишь прожилки, жилы и зоны, которые могли быть корнями относительно более крупных рудных залежей. В пользу такой трактовки уместно привести следующий пример:

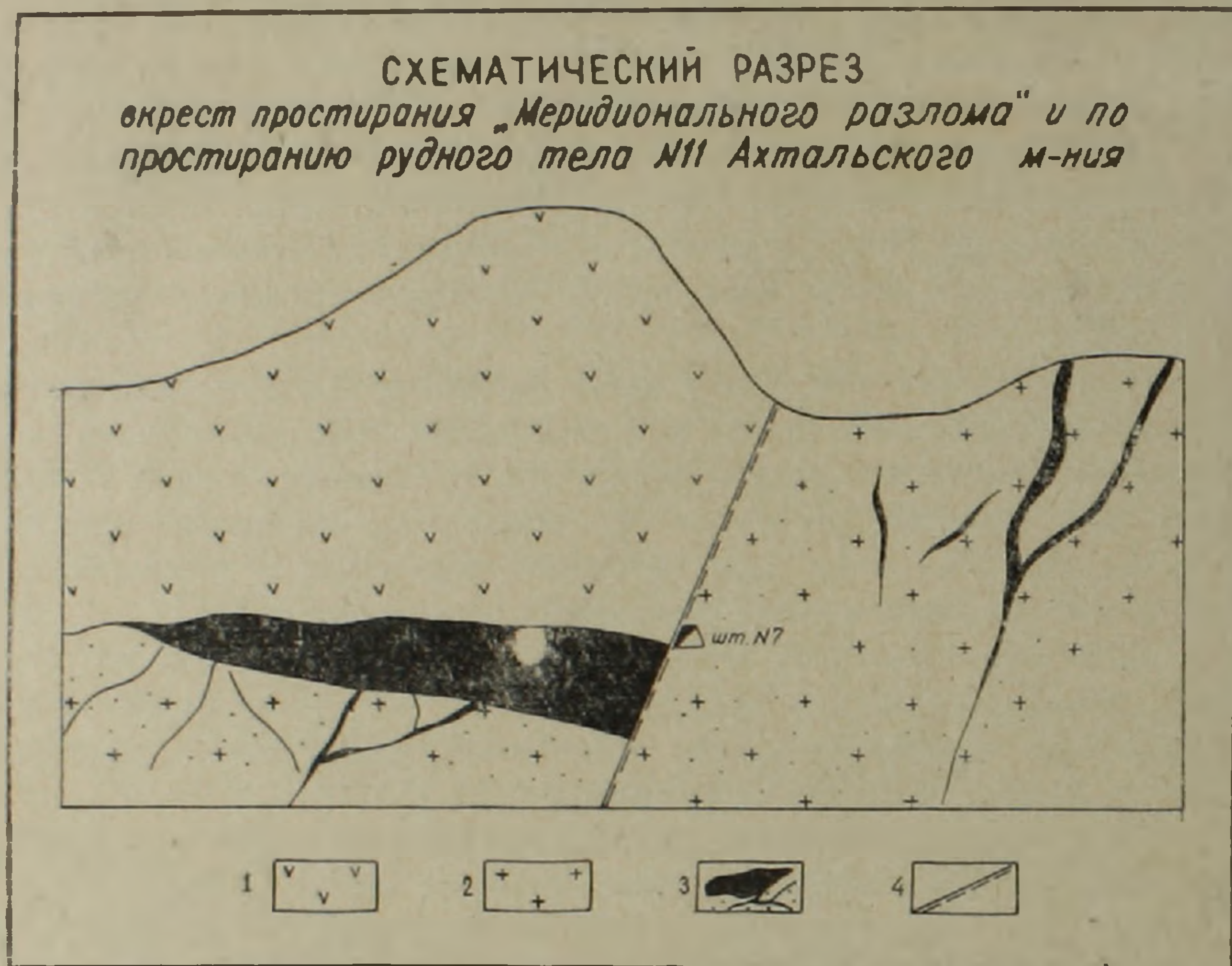
Если мысленно срезать Ахтальское (фиг. 4) и Шамлугское месторождения горизонтальной плоскостью на низших отметках, то в нижней части среза мы увидим маломощные жилы и прожилки руд с преобладанием серного колчедана, тогда как в верхней части этого среза, под экранирующими породами — порфиритами в Ахтале, туфопесчаниками и альбитофиритами в Шамлуге — окажутся крупные штоки и линзы медно-полиметаллических руд.

Возвращаясь к Туманянскому месторождению, необходимо отметить, что весь набор гипогенных и гипергенных минералов указывает на то, что ныне обнаженная часть этого месторождения (лежащее крыло Марцигетского нарушения), как справедливо отмечали в своих работах Б. С. Вардапетян, Т. А. Цоголакян, Г. Е. Пироев и В. Е. Гогинян, представляет собой окисленную зону существовавшего сульфидного месторождения.

Исходя из приведенных соображений, становится возможным предположить наличие промышленных скоплений медно-полиметаллических руд под дацитовыми порфиритами всякого крыла этого нарушения.

Приведенный фактический материал о взаимоотношении рудной минерализации с Марцигетским нарушением можно трактовать

также иначе. А именно, допустить, что Марцигетское нарушение в силу интенсивного дробления и перетирания пород по плоскости своего сместителя (в виде тектонической глинки), создало непроницаемый барьер для проникновения гидротермальных растворов в пределы висячего крыла этого нарушения. В этом случае Марцигетское нарушение являлось бы экранирующим и ограничивающим фактором, исключаяющим возможность образования промышленных концентраций оруденения в его висячем крыле.



Фиг. 4. 1. Плагиоклазовые порфиры (плотные, экранирующие). 2. Кварцевые плагиопорфиры (рудовмещающие, гидротермально интенсивно измененные). 3. Массивное и вкрапленно-прожилковое барито-полиметаллическое пиритовое и гематитовое оруденение. 4. „Меридиональный разлом“ (рудоконтролирующий).

Однако, такое толкование менее вероятно, т. к. недалеко от Туманянского месторождения в висячем боку Марцигетского нарушения известен ряд проявлений сульфидных руд (Лорутская и Куртикская группы).

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Туманянское месторождение сложено породами среднего эоцена и на его территории отсутствуют среднеюрские образования;

2. Туманянское месторождение в известных сейчас границах является лишь частью тектонически приподнятого и в дальнейшем эродированного сульфидного месторождения. Другая, не эродированная часть его, по всей вероятности, находится в пределах вися-

чего крыла Марцигетского нарушения (сброса), под толщей плотных дацитовых порфиритов, где, с учетом сохранности всего геологического разреза, могут оказаться промышленные скопления медно-барито-полиметаллических руд, поскольку в пределах месторождения и его района широко развиты их проявления.

Это предположение заслуживает проверки путем проведения небольшого объема буровых работ.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 10.X.1967.

Ս. Վ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ, Մ. Ս. ԱԶԻԶԵԿՅԱՆ, Ա. Զ. ԱԼԹՈՒՆՅԱՆ

ԹՈՒՄԱՆՅԱՆԻ ՀՐԱԿԱՅՈՒՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՍՈՒՆՅԻԳԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Թումանյանի հրակայուն ապարների հանքավայրում տարված հետազոտությունները թույլ են տալիս հեղինակներին անելու հետևյալ հիմնական եզրակացությունները.

1. Ի տարբերություն մինչև այժմ եղած պատկերացումների, Թումանյանի հանքավայրի ստրատիգրաֆիական կտրվածքում բացակայում են միջին յուրայի հասակի ապարները: Այնտեղ տարածված են միայն միջին էոցենի հասակի ապարներ:

2. Թումանյանի հանքավայրը իր այժմյան հայտնի սահմաններում տեկտոնապես բարձրացած և հետադաշում հողմահարված ավելի մեծ շափեր ունեցող սուլֆիդային հանքավայրի մի մասն է: Մյուս՝ հողմահարված մասը, հեղինակների կարծիքով, գտնվում է Մարցիգետի տեկտոնական խախտման կախված կողի սահմաններում. էկրան հանդիսացող դացիտային պորֆիրիտների «նորմալ» կոնտակտի տակ, որտեղ, հաշվի առնելով կտրվածքի լրիվ պահպանվածությունը, պետք է լինեն պղինձ-բարիտ-բազմամետաղային արդյունաբերական կուտակումներ: Հեղինակների կարծիքով այդ ենթադրությունը արժանի է ստուգման հորատման անցքերի միջոցով, որոնց տեղերը ցույց են տրվում հողվածում տեղադրված գծագրերում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Казарян С. В. Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. XIX, № 1—2, 1966.

М. А. САТИАН, Ж. О. СТЕПАНЯН, В. Н. ЖАМАГОРЦЯН

ОТКРЫТИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ И ПЕПЛОВ СРЕДИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗ. СЕВАН

В в е д е н и е

Котловина озера Севан расположена в зоне активнейшего четвертичного вулканизма. Только на Гегамском нагорье установлено около ста вулканов, причем большая часть из них сосредоточена на склоне, обращенном к озеру с запада.

Предыдущими исследованиями грунтов озера (С. Я. Лятти, 1932; Г. Д. Афанасьев, 1933; С. Г. Саркисян, 1962) пирокластические отложения не были обнаружены. Современные осадки перекрыли горизонты пирокластики и лишь применение в 1961 г. вибропоршневой трубки принесло успех совместной экспедиции Института водных проблем и Института геологических наук АН Армянской ССР: в районе южного склона Баязетского (Норадузского) поперечного поднятия среди донных осадков озера были вскрыты шлаки и пеплы (фиг. 1).

Последовательность наслоения, типы пород

Трубка № 942 (снизу вверх)

1. Шлак сажисто-черный, при высыхании приобретает зеленоватый оттенок. Обломки шлака угловатой формы, размером до 2—3, реже 4 см без признаков спекания, хрупкие, пористые. До 40% породы слагают алеврито-песчаной размерности обломки шлаков и пирокластические минералы. Мощность неполная—80 см.

2. Вулканический и туффитовый песок лито-кристалло-витрокластический, среднезернистый, рыхлый яркозеленого («глауконитового») цвета, при высыхании становится желтовато-зеленоватым. Содержит единичные диатомеи. Вверх по разрезу постепенно сменяется мелкозернистым туфопеском, в котором содержание обломочного материала, как и карбонатного, заметно увеличивается. Мощность 90 см.

3. Вулканомиктовый песок с примесью пирокластического материала, зелено-серый, крупнозернистый, переходящий вверх по разрезу в среднезернистый песок. Мощность 46 см.

4. Алеврит глинистый, зелено-серый, переходящий к кровле в обогащенный органическим материалом ил. Мощность 2,2 м.

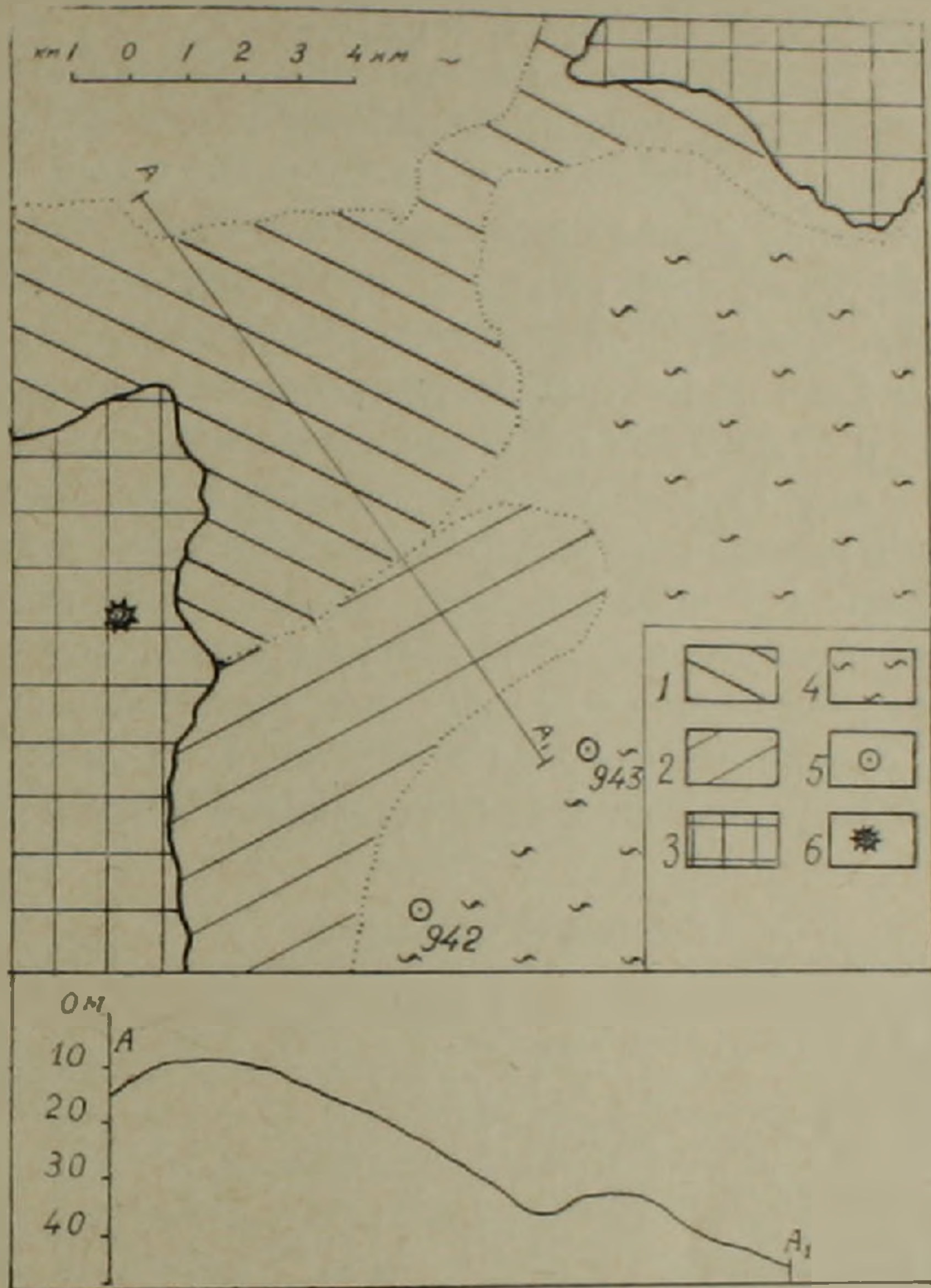
Трубка № 943.

1. Вулканический песок сажисто-черный и темно-коричневый, разномзернистый с преобладанием крупно- и среднезернистой размерности, лито-кристалло-витрокластический, рыхлый. Сменяется вверх

по разрезу среднезернистым вулканическим песком и далее к кровле — вулканической пылью (0,1 — 0,01 мм). Мощность 80 см.

2. Вулканическая пыль светло-серая, рыхлая. Мощность 15 см.

3. Вулканомиктовый песок зелено-серый. Содержит примесь мелкой гальки и пепла, разномзернистый с преобладанием средне- и крупнозернистых размерностей. Вверх по разрезу сменяется мелкозернистым песком. Содержит обломки раковин. Мощность 85 см.



Фиг. 1. Обзорная карта дна Б. Севана в районе обнаружения шлаков и пеплов

1. Баязетский (Норадузский) вал.
2. Подводное поднятие. Предположительно вулканический шлаковый конус.
3. Суша. На западе Гегамский берег у г. Камо (Баязет), на востоке — Шоржинский полуостров.
4. Дно Б. Севана со спокойным волнистым рельефом.
5. Место бурения.
6. Наземные вулканы.

Внизу — профиль дна на отрезке А — А₁ в расчете от условного нулевого уровня озера.

4. Вулканомиктовый песок с примесью пепла, мелкозернистый, яично-желтый, при высыхании становится желто-серым. Мощность 5 см.

5. Ил алевроито-глинистый, темно-серый с прослоями (2—5 см) диатомового ила. Мощность 20см.
6. Ил глинисто-алевритовый серо-зеленоватый. Содержит обломки раковин. Мощность 55 см.

Петрография и минералогия

Шлаки. Под микроскопом в стекловатой изотропной пузырьчатой массе зеленовато-бурого цвета рассеяны (5—8%) вкрапленники (до 0.1—0.3 мм) андезина, обычно полисинтетически сдвойникового, нередко зонарного строения. Отмечаются редкие зерна темноцветных и рудных минералов. В основной стекловатой массе при большом увеличении видны микролиты плагиоклазов, темноцветные минералы, гематит. По стеклу по краям пор развиваются новообразования, представленные эпидотом. Пористость, определенная методом насыщения по И. А. Преображенскому, равна для двух шлаков 72.6% и 70.4%. Под микроскопом форма пор сферическая, каплевидная и неправильная. Высокопористые участки состоят из изометрических мелких пор. Мелкообломочная часть шлаков, песчаная и алевроитовая, имеет низкую степень отсортированности ($So \geq 10$). Минералогический состав шлаков приведен в табл. 3.

По химическому составу шлаки приближаются к базальтам. В числах А. Н. Заварицкого порода относится к нормальному ряду, чем сходна с четвертичными лавами Гегамского нагорья (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав шлака					
Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO ₂	51,45	50,29	Na ₂ O	3,58	3,25
TiO ₂	1,12	1,15	K ₂ O	1,59	2,10
Al ₂ O ₃	19,02	15,15	H ₂ O	0,21	1,26
Fe ₂ O ₃	6,60	6,88	н.п.п.	0,31	2,68
FeO	3,32	3,21	S	н. о.	0,15
MnO	0,18	0,11	P ₂ O ₅	н. о.	0,63
MgO	5,09	5,74	CO ₂	н. о.	1,76
CaO	7,93	7,54	Сумма	100,39	100,24

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	t	γ	Q	a:c	По Риттману
1	10,5	7,7	20,3	61,5	45,5	44,1	10,4	77,3	1,6	28,4	—5,0	1,3	3
2	10,5	5,3	23,7	60,5	39,4	42,7	17,9	70,5	1,8	25,7	—5,3	1,9	3,9

Примечание: 1. Основной андезито-базальт, среднее из 8 анализов, К. И. Карапетян, 1963; 2. Вулканический шлак, трубка 942, слой 1.

На правой части диаграммы Заварицкого исследованный образец располагается в поле распространения фигуративных точек лав Гегамского нагорья (К. И. Карапетян, 1963).

Шлаки, как и основные андезито-базальтовые лавы, недосыщены кремнием. Отмечается сравнительно более низкое, чем в андезитобазальтах, содержание алюминия и повышенное — калия. Общее сходство шлаков и песков с лавами можно заметить и из сопоставления по малым элементам семейства железа (табл. 2).

Таблица 2

Распределение малых химических элементов в шлаках и вулканических песках донных осадков оз. Севан

№ п/п	Наименование породы	0,001— —0,003 ⁰ / ₀	0,003— —0,01 ⁰ / ₀	0,01— —0,03 ⁰ / ₀	0,03— —0,1 ⁰ / ₀
942/1	Вулканический шлак	Pb, Ga	Ni, Co, Cr, Cu, Zn	V, Zr	Sr, Ba
943/1	Вулканический песок	Pb, Ga	Ni, Cr, Zr, Cu, Zn	Co, V	Sr, Ba
943/2	Туффитовый песок	Cu, Pb, Ga	Ni, Co, V, Cr, Zr, Zn	—	Sr, Ba
	Андезитобазальты Ге- гама	Pb —	Ni, Co, Ga	V, Cr, Zr, Cu	Sr, Ba, Zn?

По данным К. Г. Шириняна и др. (1963).

Вулканические пеплы, туффиты и туфопески. Состав этих отложений весьма сходный. Главным признаком, отличающим пеплы от туффитов и туфопесков — это высокое содержание свежего вулканического стекла (табл. 3).

В туффитах и особенно в туфопесках заметно повышается содержание разложённых зерен и увеличивается карбонатность пород.

Наряду с этим, от пеплов к туфопескам имеет место увеличение содержания тяжелых минералов. Среди них несколько уменьшается содержание малоустойчивых (оливин) и растет содержание рудных минералов. Появляются новообразования эпидота, акцессорные минералы (циркон, сфен, гранат). Новообразования обнаруживаются и среди минералов легкой фракции (опал, халцедон, кальцит). К вулканическим стеклам среднего состава примешиваются стекла кислые.

В иммерсионной жидкости определяются бесцветные, зеленовато-бурые, редко желтовато-бурые вулканические стекла неправильной формы, угловатые, часто с рваными краями.

Среди бесцветных вулканических стекол выделяются следующие разновидности:

1. С цельной гладкой поверхностью;
2. С раковистым изломом;
3. Волокнистые.

Обычно эти стекла несут в себе признаки начальной раскристаллизации. Показатель преломления главной массы их 1,495 — Известия, XXI, 3—5

Таблица 3

Минералогический состав шлаков осадочно-пирокластических отложений, вулканомиктовых песков и глин донных осадков оз. Севан
(фракция 0,25—0,01 мм нерастворимого в 5% HCl остатка породы)

№п/п	№ трубки	№ обр.	Тип породы	Легкая фракция							Тяжелая фракция																					
				опал	разложен. зерна	вулканич. стекло бесцветное	вулканич. стекло бурое	углистые части- цы	плагиоклаз	биотит	авгит	гиперстен	энстатит	оливин	роговая обманка обыкновен.	базальтич. рого- вая обманка	актинолит	глаукофан	эпидот	цоизит	клиноцоизит	биотит	апатит	сфен	циркон	пикотит	хромит	ильменит	магнетит	пирит	гематит	лимонит
1	942	942/1	I	—	36,2	—	22,6	—	41,2	—	67,3	9,4	—	9,8	0,8	1,5	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—	—	—	6,4	3,2	—	0,8	—
2		942/1a	I	—	65,1	—	11,4	—	23,5	—	60,7	20,5	—	1,7	0,9	4,3	0,9	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	3,4	3,4	—	2,5	—
3		942/2	II	—	76,36	—	13,34	—	9,6	0,7	58,6	23,6	—	1,9	—	6,6	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	—	—	0,9	4,7	—	0,9	—
4		942/2a	III	—	67,7	22,0	—	—	9,7	0,6	48,5	21,8	1,8	1,8	1,8	5,4	—	—	1,8	0,9	—	1,8	—	—	1,8	0,9	0,9	3,6	5,4	—	1,8	—
5		942/3	IV	—	79,5	8,1	—	—	11,8	0,6	50,4	25,1	—	1,1	1,6	12,0	—	—	1,1	—	—	1,1	—	—	1,6	—	—	1,1	3,3	0,6	1,0	—
6		943/3a	IV	5,8	83,1	4,6	1,0	—	5,5	—	48,1	28,3	—	—	0,8	10,2	—	—	1,1	—	0,8	1,6	—	—	2,6	—	—	1,6	3,3	2,0	0,7	—
7		942/4a	V	0,6	96,5	—	—	—	2,9	—	32,2	22,9	—	1,8	2,7	11,1	—	0,9	1,8	—	4,6	—	+	—	—	—	—	7,3	3,7	—	4,6	3,7
8		942/4b	V	2,9	93,8	1,2	0,8	—	1,3	—	30,4	21,3	0,6	6,4	5,2	14,8	1,3	—	2,6	—	1,9	—	+	—	—	1,3	0,6	—	3,9	3,9	1,9	1,3
9	943	943/1	II	—	16,4	—	81,8	—	1,8	—	88,1	4,6	—	6,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	—	
10		943/1b	II	6,3	38,7	1,0	49,8	—	4,2	—	37,5	35,3	—	16,3	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,9	2,9	—	1,4	—	
11		943/2	II	—	9,5	82,8	—	—	7,7	—	9,0	87,2	—	2,5	—	2,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,2	10,6	—	—	—
12		943/3	IV	—	64,2	15,8	5,8	—	14,2	—	22,9	39,2	1,2	5,0	0,6	5,0	0,6	—	0,6	—	—	0,6	—	1,2	0,6	—	14,9	7,6	—	—	—	
13		943/3a	IV	—	72,6	10,6	0,6	—	16,0	0,3	27,3	48,3	—	6,1	—	2,3	0,8	—	0,8	—	—	3,8	—	0,8	0,8	—	—	3,0	4,5	1,5	—	—
14		943/3b	IV	—	70,7	8,6	—	—	20,7	—	20,9	56,3	—	3,2	0,6	4,4	0,6	—	—	—	—	1,3	—	0,6	0,6	—	0,8	1,9	6,9	1,9	—	—
15		943/5	V	2,3	92,0	2,0	—	0,5	3,2	—	22,0	50,0	—	6,0	0,8	6,8	0,8	—	—	—	—	0,8	—	0,8	—	—	—	2,5	9,5	—	—	—
16		943/6a	V	—	91,3	3,6	—	—	5,1	—	21,7	53,8	—	7,7	—	4,2	—	—	—	—	—	0,7	—	—	1,4	—	—	2,8	5,6	—	2,1	—

Примечание: I — шлаки, II — вулканические пески и пыль, III — туффиты и туфопески, IV — вулканомиктовые пески и алевролиты, V — глины. Помутневшие вулканические стекла пеплов указаны в графе „Разложенные зерна“.

1,496, реже — 1,485 — 1,486. В некоторых образцах встречаются стекла с показателем преломления 1,515 (табл. 4).

Зеленовато-бурые стекла в большинстве случаев пузырчатые. Часто наблюдаются в них кристаллиты и микролиты, в то время как в бесцветных стеклах они весьма редки. Микролиты представлены тонкими призмочками прагиноклазов, редко — пироксенов. Очень характерны для этих стекол сростки с плагиноклазами. Показатель преломления бурых стекол 1,549 — 1,550.

По гранулометрическому составу (табл. 5) вулканические пески заметно менее отсортированы, чем пыль той же пепловой тучи (тр. 943, обр. № 1, 1а, 1б).

Выход тяжелой фракции повышается от вулканических песков к пескам вулканомиктовым — результат механической дифференциации при перемыве вулканического материала.

Источники вулканического материала

Специальные исследования вулканов Гегамского нагорья и особенно в последние годы (К. И. Карапетян) показали, что шлаки являются главным «строительным материалом» вулканических конусов и за пределы их обычно не распространяются. Шлаковые конусы имеют преимущественное развитие на вулканическом нагорье. Состав продуктов андезито-базальтовый.

Отсутствие в обнаруженных подводных шлаках инородной примеси исключает предположение об их намывном характере. Ассоциация шлаков с вулканическими песками, туффитами и вулканомиктовыми накоплениями в кровле осадков является прямым признаком близрасположенного подводного вулканического конуса.

При ознакомлении со средне- и крупномасштабными батиметрическими картами озера было обращено внимание на подводный вал вблизи участка бурения. Также как и Баязетский (Норадузский) вал, он протягивается от западного берега в северо-восточном направлении примерно на 7,5 км при ширине 3—3,5 км (фиг. 1).

От южного склона Баязетского вала его разделяет узкая ложбина. Своими значительными размерами и ориентацией этот вал отличается от озерных песчаных валов и конусов выноса. Трубка 942 и 943 установлен сокращенный по мощности разрез осадков, залегающих над пирокластическими и осадочно-пирокластическими породами (1,65—2,66 м), тогда как только в центральной части Большого Севана неполная мощность алевроитистых глин превышает 4,5 м. Можно поэтому полагать, что склоны его, видимо, из-за крутизны были мало благоприятны для накопления осадков. Таковыми аномальными формами рельефа на фоне волнистой спокойной впадины Большого Севана могла быть цепь вулканических конусов.

Таблица 4

Распределение типов вулканического стекла и плагиоклазов в шлаках и осадочно-пирокластических отложениях озера Севан

№ п/п	№ образцов	Наиболее распространенное вулканическое стекло (покр. пр.)	Второстепенное вулканическое стекло (покр. пр.)	Плагиоклазы (покр. пр.)
1	942/1	1,549—1,550	—	Nm = 1,557 (An)
2	942/1a	1,549—1,550	—	Np = 1,554 (An)
3	942/2	1,549—1,550	—	Np = 1,554 (An)
4	942/2a	1,495—1,496	1,485—1,486	Np = 1,533; 1,544 (ol)
5	942/3	1,495—1,496	—	Nm = 1,545 (ol)
6	942/3a	1,495—1,496	1,549—1,550	Np = 1,538 (ol)
7	943/1	1,549—1,550	—	Nm = 1,558 (An)
8	943/16	1,549—1,550	1,495—1,496	Nm = 1,550 (An)
9	943/2	1,515	—	Np = 1,542 (ol)
10	943/3	1,495—1,496	1,539—1,540 и 1,485—1,486	Nm = 1,540 (ol); 1,550 (An)
11	943/3a	1,495—1,496	1,539—1,540	Ng = 1,546 (ol)

Таблица 5

Гранулометрический состав осадочно-пирокластических пород

№ п.п.	№ трубки	№ обр.	Выход тн-желой фр. %	Карбонатность %	> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,01 мм	< 0,01 мм	Md	So	Наименование породы
					вес %	вес %	вес %	вес %	вес %	вес %			
1	942	1	1,9	3,2	3,12	5,11	7,98	9,57	27,86	46,36	0,01	7,0	Мелкообломочная часть шлаков (примесь вулканического пепла)
3	942	1a	0,7	7,0	35,70	7,17	11,47	8,16	12,04	25,16	0,32	13,8	
	942	2	1,2	12,6	—	13,26	20,46	15,81	39,16	11,28	0,12	3,7	Туффитовый песок
	942	2a	1,6	33,4	—	13,35	11,68	16,62	49,38	8,97	0,07	3,6	Вулканомиктовый алеврит с примесью пепла и обломками раковин
4	942	3a	2,2	57,6	5,19	6,18	17,10	21,13	24,36	26,04	0,11	5,6	Вулканомиктовый песок, содержащий обломки раковинного материала
5	943	1	1,1	3,2	3,59	17,66	22,13	10,38	28,59	17,65	0,17	4,9	Вулканический песок
6	943	1a	1,5	4,2	3,25	6,69	38,76	22,73	22,18	6,39	0,24	2,2	Вулканический песок
7	943	1b	0,3	11,6	—	0,15	0,96	2,17	90,74	5,98	0,03	1,9	Вулканическая пыль
8	943	2	5,5	11,0	1,35	1,18	4,89	2,00	31,51	59,07	0,03	4,6	Вулканическая пыль
9	943	3	11,80	15,5	6,17	7,46	23,59	13,46	30,37	18,95	0,11	4,6	Вулканомиктовый песок с примесью пепла
10	943	3a	8,9	9,5	—	19,23	20,04	16,31	16,40	28,02	0,13	7,9	Вулканомиктовый песок с примесью пепла
11	943	3b	8,6	26,0	5,18	7,61	24,77	22,22	31,40	8,82	0,17	3,7	Вулканомиктовый песок с примесью пепла

Интересно отметить, что вулканы Норадузской группы, по предположению К. И. Карапетяна, располагаются вдоль трещины, имеющей северо-восточное простирание ($45-60^\circ$), т. е. аналогичное простиранию Баязетского вала и подчиненного ему интересующего нас вала в районе буровых работ.

Склоны цепи вулканических конусов, видимо, были перекрыты водами озера: в залегающих над шлаками вулканических песках и песках туффовых встречаются единичные диатомеи, вверх по разрезу резко возрастает содержание карбоната кальция, в каждом ритме устанавливается уменьшение среднего размера обломков от основания к кровле, улучшается также отсортированность породы. Наконец, от шлаков к вулканомиковым пескам наблюдается разнообразный набор промежуточных осадочно-пирокластических пород. В шлаках отсутствуют признаки окисления и спекания и по колонке создается впечатление быстрой, без перерыва смены их вулканическими песками. Следует также упомянуть, что вскрытые породы гипсометрически расположены ниже Норадузской группы вулканов на 50—90 м, тогда как, по мнению К. И. Карапетяна, вулканы эти после извержения были перекрыты водами озера, на что указывает кратерная галька из разнообразных пород водосбора.

Таким образом, совокупность фактов приводит к предположению, что трубками были вскрыты шлаки и вулканические пеплы одного из подводных шлаковых конусов.

Есть ли ему подобные на дне озера, каковы продукты извержений и площадь их распространения — эти вопросы представляют несомненный интерес и требуют комплексного исследования бассейна. Наиболее вероятно открытие вулканических аппаратов в районе Баязетского вала и подводной гряды, протягивающейся вдоль западного берега М. Севана с азимутом СЗ 315.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 3.XI.1966.

Институт водных проблем и гидротехники

ММнВХ АрмССР

Л И Т Е Р А Т У Р А

Афанасьев Г. Д. «Донные отложения озера Севан (Гокча)». Сб. Бассейн озера Севан (Гокча), т. III, в. 2, 1933.

Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, 1963.

Классификация вулканогенно-обломочных горных пород. Лаб. вулканологии АН СССР. Институт геологических наук АН Арм. ССР, М., 1962.

Лятти С. Я. Грунты оз. Севан и его бассейна. Мат. исследования оз. Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 4, 1932.

Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования бассейна озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1962.

Ширинян К. Г., Адамян А. А., Карапетян К. И., Карапетян С. Г. Некоторые особенности рассеяния микроэлементов в новейших вулканических продуктах Армении. Зап. Арм. отд. Всесоюзн. минерал. об-ва. вып. 2. 1963.

А. Л. САГРАДЯН, С. А. АБРАМЯН, Т. М. АРУТЮНЯН,
Л. М. АЗНАВУРЯН, Р. И. ИСААКЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В ХАЛЬКОПИРИТЕ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОДИАЛИЗА

Одним из серьезных вопросов теории флотационного процесса является изучение влияния неоднородностей поверхности частиц минералов на их флотационные свойства, что очень важно для установления природы сорбции и связи элемента с сорбентом.

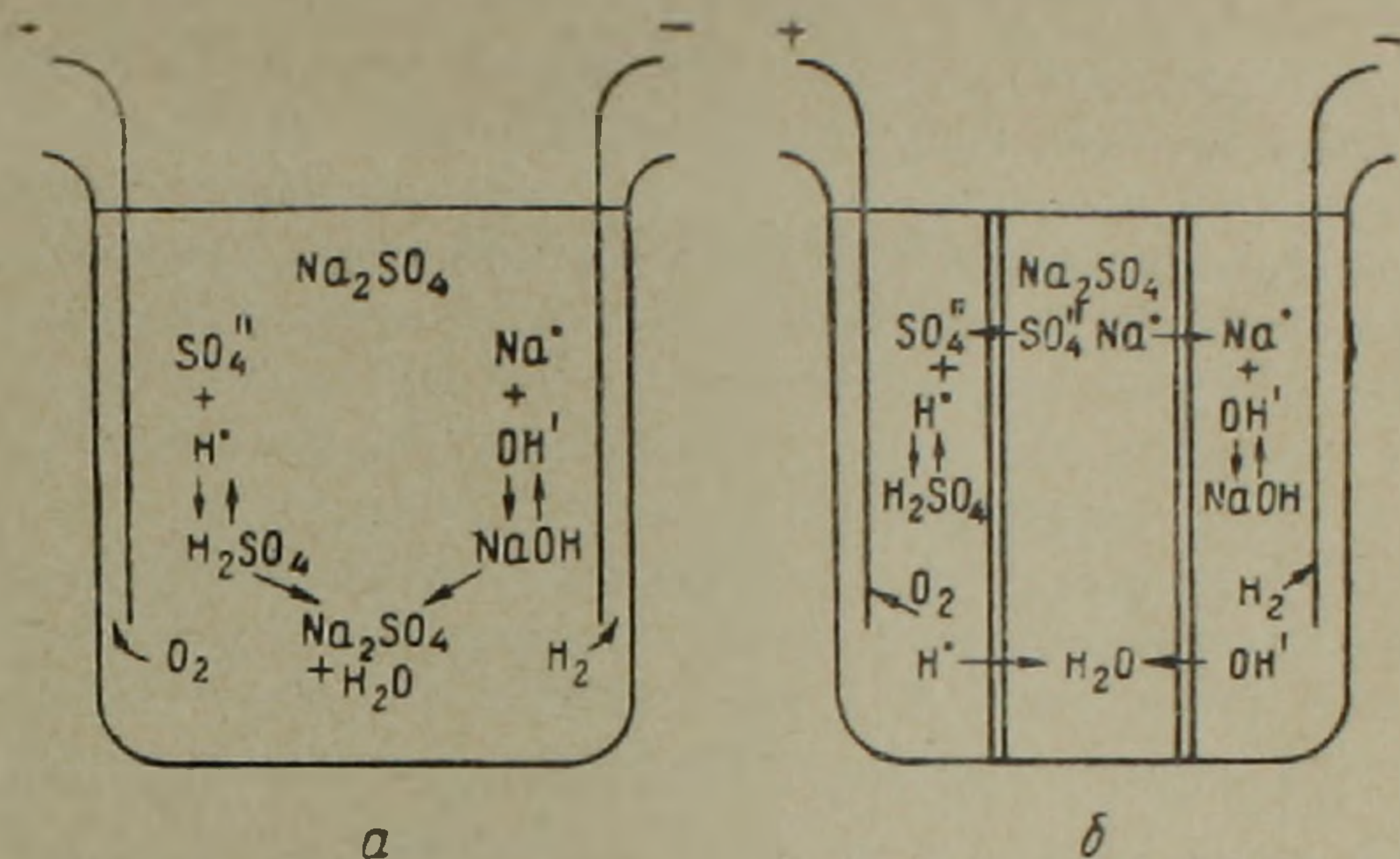
В настоящее время благодаря увеличению чувствительности рентгено-структурного анализа, освоению электронной микроскопии, внедрению фазового анализа, электродиализа и других методов исследования уточняются наши представления о формах нахождения редких и рассеянных элементов в минералах и рудах. Все это имеет важное значение как для правильного понимания геохимического поведения элементов в природных образованиях, так и для разработки рационального метода химико-технологической переработки руд.

Известно, что в идеальном кристалле каждый атом занимает правильное положение в решетке; в нем отсутствуют как атомы, смещенные из правильных положений, так и инородные атомы. Природные же минералы несут разнообразные примеси-неоднородности. Выявление природы этих примесей позволяет уточнить законы распределения ведущих, редких и рассеянных элементов и наметить правильные пути технологии обогащения.

При электродиализе редкие и рассеянные элементы, присутствующие в минерале в сорбированной форме, при определенном для каждого сорбента значении рН суспензии, переходят в электродные камеры, тогда как сорбент остается почти неподвижным. Если же эти элементы являются изоморфной примесью, т. е. входят в кристаллическую решетку того или иного компонента руды, то их переход в процессе электродиализа в раствор и перенос в электродные камеры осуществляется одновременно или несколько позже переноса ведущего элемента, в состав которого они входят [9, 17]. В случае наличия самостоятельных минералов сопутствующих элементов переход их в раствор должен происходить независимо от основных элементов. Наиболее эффективными являются результаты применения электродиализа в случае нахождения элемента в сорбированном состоянии.

Основным процессом, определяющим электродиализ, является проникновение ионов в электрическом поле через капиллярную систему мембран. При электродиализе применяются две полупроницаемые перегородки (мембраны), которые разделяют сосуд на три

отделения. Полупроницаемые перегородки изолируют продукты электролиза, т. е. при электролизе кислота и щелочь, образующиеся в крайних камерах, не проникают в среднюю камеру, вследствие чего концентрация электролита здесь уменьшается и к концу процесса в средней камере содержится только чистая вода. Этим и отличается электролиз от электролиза [3] (фиг. 1).



Фиг. 1. Схема процессов электролиза (а) и электролиза (б).

Полупроницаемая перегородка пронизана мельчайшими порами (капиллярами), близкими по размеру к коллоидным частицам. В процессе электролиза эти поры заполняются раствором электролита. В них на границе двух фаз (твердое тело — жидкость) образуется двойной электрический слой (ДЭС). Этот слой неоднороден и состоит из неподвижной и диффузной частей. Диффузная часть двойного электрического слоя дает скачок потенциала, называемого электрокинетическим — ζ (дзета) потенциалом. Если всю эту систему поместить в электрическое поле постоянного тока, то ионы, находящиеся в диффузном слое, будут перемещаться к противоположно заряженным электродам. Эти движущиеся ионы увлекают за собой и часть раствора, т. е. происходит явление электроосмоса.

В соответствии со знаком заряда неподвижной части двойного электрического слоя, мембраны подразделяются на отрицательно или положительно заряженные. Кроме того, мембраны делятся на электрохимически неактивные (радиус пор значительно превышает ширину ДЭС), активные (радиус пор приближается к ширине ДЭС) и идеально-активные (радиус пор равен ширине ДЭС) [1—3].

В идеально электрически активных мембранах числа переноса одного знака заряда достигают максимума, т. е. единицы, а другого — уменьшаются до нуля.

При очень малой концентрации электролита природа мембран практически не влияет на ход электролиза, поэтому П. Паули применял пергаментные мембраны как с анодной, так и с катодной

стороны. Правильный подбор мембраны имеет большое значение, так как образующаяся при электродиализе кислая среда в средней камере влияет на процесс разложения вещества.

Применение электродиализа и фазового анализа для изучения формы нахождения элементов в минералах

Электродиализ в сочетании с фазовым химическим анализом использован многими исследователями [4—8]. Пользуясь этими методами Н. И. Разенкова и Е. М. Поплавко в 1963 г. установили форму нахождения рения в сульфидных минералах Джезказганского месторождения. При электродиализе халькозина и борнита получились результаты, свидетельствующие о том, что рений в этих минералах находится как в виде самостоятельного рениевого минерала, так и в качестве изоморфной примеси (в борните), а незначительная часть рения присутствует в формах, легко растворимых в воде.

Для выяснения формы нахождения молибдена в водных растворах А. А. Резникова и А. А. Нечаева доказали, что с повышением кислотности среды происходит увеличение катионной формы молибдена.

М. Б. Серебрякова и Е. Г. Разумная в 1962 г. выявили форму нахождения урана в апатите. Уран переходит в раствор независимо от растворения фосфата кальция; был сделан вывод, что уран не входит в кристаллическую решетку апатита, несмотря на то, что теоретически это вполне возможно, исходя из близости размеров ионных радиусов кальция и урана.

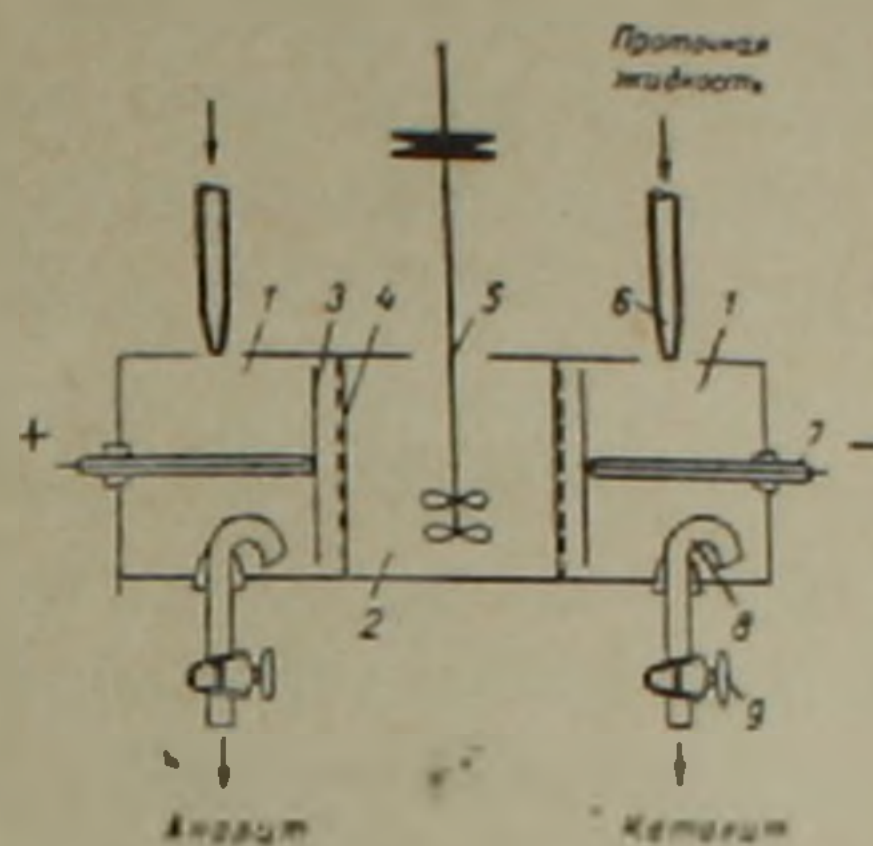
Вопросу о формах нахождения молибдена в окисленных рудах посвящены работы Л. Н. Никоновой. Она пришла к выводу, что молибден находится в шестивалентной форме (он обнаруживается в анодной жидкости во время электродиализа) и отсутствует сорбционная связь молибдена с минералами железа.

Методика электродиализа халькопирита

В нашей работе в НИГМИ применялся электродиализатор ЭД-3 типа П. Паули, состоящий из трех камер цилиндрической формы, изготовленных из оргстекла (фиг. 2). Средняя камера отделяется от крайних полупроницаемыми мембранами, зажатыми между двумя резиновыми кольцеобразными прокладками. У электродных камер сверху и снизу имеются круглые отверстия. В верхние отверстия боковых камер вставляются стеклянные сифоны, которые обеспечивают постоянный уровень жидкости в электродных камерах. Подача электродной жидкости производится через нижний трехходовой кран, которым регулируется скорость потока анолита или католита. Средняя или минералогическая камера свер-

ху имеет отверстие, через которое вводится стеклянная мешалка и навеска исследуемого минерала.

Емкость каждой камеры 250 мл, за перегородками в крайних камерах находятся сетчатые платиновые электроды (размер 3.5×3.5 см, расстояние между электродами 9 см), к которым подводит-



Фиг. 2. Электролизатор Паули, 1—электродная камера; 2—средняя камера; 3—электрод; 4—мембрана; 5—мешалка; 6—трубка, подводящая жидкость; 7—стеклянная трубка с платиновой проволокой, подводящей ток к электроду; 8—трубка для стока электродной жидкости; 9—трехходовой кран.

ся постоянный электрический ток от универсального источника питания типа УИП-1. Сила тока определяется по показаниям миллиамперметра. Экспериментально подобран такой режим работы, во время которого при наличии определенной силы тока не происходит подогрева в средней камере.

Все опыты проводились при постоянном показателе силы тока 35—40 ма, градиент потенциала 26—28 вт/см; рН растворов средней камеры, анолита и католита, скорость их потока во время опыта и т. д. подбирались экспериментально.

Величина рН растворов измерялась лабораторным рН-метром типа ЛПУ-01.

Навески для электролиза брались 10—15 г, поскольку содержания редких и рассеянных элементов в наших минералах лимитируются сотыми и тысячными долями процента.

Собранный электролизатор заполнялся дистиллированной водой и, после подключения электрического тока, подвергался выщелачиванию до значительного падения электропроводности системы; это делалось для очистки камер электролизатора. После этого вся система промывалась 2—3 раза дистиллированной водой.

При проведении экспериментальных исследований уделялось большое внимание чистоте минералов.

Объектами наших исследований являлись мономинеральные образцы халькопирита трех месторождений Армянской ССР, содержащие селен и теллур.

Исследуемые пробы были подвергнуты химическому и спектральному анализам, которые показали наличие селена от 0.014% до 0.03%, теллура от 0.007% до 0.009%.

Кроме того, испытуемый образец проверялся на присутствие в нем воднорастворимых соединений.

Для получения водной вытяжки исследуемый образец, тонко-истертый в агатовой ступке, подвергался обработке дистиллированной водой в стакане, при соотношении $T : Ж = 1 : 5$ или $1 : 10$ (в зависимости от количества навески) при перемешивании 60 мин. Затем нерастворимый остаток отделялся от жидкой фазы фильтрованием. В фильтрате химическим анализом определялось количество воднорастворимых соединений. Нерастворимый остаток переносился в среднюю камеру и заливался водой или соответствующим электролитом. Раствор над суспензией в средней камере непрерывно перемешивался и периодически определялось значение рН.

Под действием электролита и электрического тока происходит частичное разложение минерала. Сорбированные ионы и ионы соединений постепенно переходят в раствор и передвигаются к полюсам с противоположными знаками заряда. Катионы переносятся в катодную камеру и собираются в виде гидратов окисей в католите, а анионы проникают в анодную камеру, где образуют кислоту; таким образом католит обладает щелочными свойствами, а анолит — кислыми.

Электродные жидкости боковых камер собирают, упаривают до объема 250 мл и анализируют на содержание изучаемых элементов: из средней камеры полностью извлекают содержимое и также анализируют.

В процессе электролиза строго следят за переходом катионов в электродные камеры, анализируя электродные жидкости через определенные интервалы времени и после прохождения определенного количества электричества.

Главным условием проведения опыта по методу электролиза является сохранение постоянных значений рН в средней камере в течение всего процесса.

Если после электролиза наблюдается почернение поверхности платиновых электродов (от присутствия в образце Fe или Mn), то в этом случае электроды промываются в маленькой фарфоровой чашке концентрированной соляной кислотой и раствор присоединяется соответственно к анолиту или католиту.

Селен и теллур, являющиеся близкими аналогами серы, очень интересны не только с практической точки зрения (как весьма нужные полупроводниковые материалы), но и в научном аспекте.

Наличие шести электронов в наружных слоях атома селена и теллура характеризует их как металлоиды. С металлами они входят в соединения, превращаясь в отрицательные двухзарядные ионы. В соединении с кислородом селен и теллур проявляют положительную валентность 4^+ и 6^+ .

В таблице 1 дано процентное содержание Cu, Fe, S, Se и Te в исследованных нами халькопиритах. Широкая аналогия кристал-

Таблица 1
Результаты химического анализа халькопирита из месторождений
Армянской ССР

Месторождение	Содержание элементов, %				
	Cu	Fe	S	Se	Te
Частакертское	34,22	29,96	35,07	0,0155	0,0023
Кафанское, рудник 7—10	33,87	29,22	35,80	0,022	0,0097
Кафанское, рудник Барабатум	33,40	29,81	35,11	0,03	0,0046
Агаракское	33,74	29,10	34,85	0,014	0,0008

лохимических свойств селена и серы позволяют селену входить в кристаллическую решетку сульфидов, а поскольку содержание серы в земной коре в тысячу раз превышает содержание селена, последний в основном рассеивается в сульфидах.

Изоморфизм серы и селена доказан в работах В. И. Вернадского (1909 г.), Ирли (Eagly) (1950 г.), В. А. Котович (1954 г.), и других.

Изоморфизм серы и селена имеет широкий диапазон и в месторождениях с явной недостаточностью серы селен является основным анионом, дающим соединения с тяжелыми металлами.

Второй аналог серы — теллур характеризуется более основными, чем кислотными свойствами. Наличие у него двух лишних (по сравнению с серой) электронных слоев, значительно увеличивает радиус атома.

Ковалентный радиус двухвалентного отрицательного теллура (1,32 Å) превышает ковалентный радиус двухвалентной отрицательной серы (1,04 Å). Все это осложняет вхождение теллура в решетку сульфидов. В большинстве случаев отмечается присутствие микроскопических выделений теллуридов. В таблице 2 приведены результаты анализов после электролиза. Как видно из этой таблицы, в исследуемом минерале селен и теллур присутствуют в катионной и анионной формах, что свидетельствует об их разной валентности.

Произведен электролиз халькопирита Агаракского месторождения в солянокислой среде (рН средней камеры от 2,2—2,5). При прохождении 0,12 а-ч электричества в катодную камеру перешло 3,88% селена и 27,50% теллура от их содержания в образце, а в анодную камеру соответственно 2,77% и 27,50%. За то же время серы перешло всего лишь 0,14% в католит и 0,16% в анолит, т. е. сера, входящая в состав халькопирита, оказалась практически не тронутой процессом электролиза (аналитик Н. Даниелян, НИГМИ ЦАЛ)).

Такая же картина получается и при электролизе халькопирита месторождения Кафан—Барабатум.

Условия ведения электролиза приведены в табл. 3.

При прохождении 0,18 а-ч в катодной камере обнаружено селена 4,6% и теллура 21,1%, а в анодной — селена 3,0% и теллура 31,1%. В этих же условиях перешло в католит 0,019% и в анолит 0,034% серы.

Таблица 3

Режим электродных камер при электролизе Se и Te содержащих халькопиритов

рН средней камеры	Катодная камера		Анодная камера	
	рН поступающего раствора	скорость потока, л/ч	рН поступающего раствора	скорость потока, л/ч
2,2—2,6 соляно-кислый раствор	соляно-кислый раствор— 3,6—3,8	0,3—0,8	дистиллированная вода 5,5—6	0,3

(Мембраны с анодной и катодной стороны — пергаментные).

Соотношения $\frac{Se}{S}$ и $\frac{Te}{S}$, являющиеся очень показательной характеристикой выхода элементов, в исходной пробе равны соответственно 0,00003 и 0,000005, в католите 0,08—0,29 и 0,02—0,13, а в анолите 0,037—0,12 и 0,03—0,3, т. е. изменялись на 3—4 порядка.

Это свидетельствует о легком отрыве селена и особенно теллура от минерала, который сам плохо растворяется и дает в раствор: серы 0,02%, 0,007% и 0,007%, соответственно в первом, втором и третьем анолитах и 0,01%, 0,006%, 0,003% в католитах; меди 0,002%, 0,003%, 0,01% и железа 2,5%, 0,16% и 0,06% от содержания в образце. Эти данные свидетельствуют о наличии самостоятельных минеральных образований теллура в образцах халькопирита; но, видимо, небольшая часть селена и теллура присутствуют в виде сорбированных ионов, которые легко отрываются от сорбента и переходят в электродные камеры.

Опыты последовательной обработки халькопирита, содержащего селен и теллур, разными растворителями дали следующие результаты (табл. 4).

Можно считать, что Se и Te, перешедшие в водные вытяжки, присутствуют в образцах в виде относительно нетрудно растворимых образований, в частности, двуокиси селена и теллура.

В наших работах в НИГМИ мы руководствовались схемой фазового анализа, разработанной Н. А. Филиповой.

Из таблицы 4 следует, что, по-видимому, здесь имеет место тонкая механическая примесь собственных соединений селена и теллура. Результаты фазового анализа показывают, что селен и теллур в халькопирите присутствуют в различных формах: во-первых, в воднорастворимой форме (отмечена почти во всех образцах), в виде кислородных соединений (извлечение трилоном Б 0,25 мол/л), в эле-

Таблица 4

Результаты последовательной обработки Se и Te содержащих халькопиритов растворителями (дистиллированная вода, трилон Б. 0,25 моль л, раствор Na_2SO_3 1 моль л)

Месторождение	Растворитель	Содержание элемента в образце, ‰		
		S	Se	Te
Дастакертское	Дистиллированная вода	0,1	1,54	1,3
	Трилон Б	0,01	0,70	24,3
		—	2,2	6,8
Агаракское	Дистиллированная вода	0,04	3,50	0,02
	Трилон Б	0,1	3,57	55,0
		—	3,57	15
Кафанское, рудник Барабатум	Дистиллированная вода	0,007	0,9	7,4
	Трилон Б	следы	70	35,6
		—	14,6	12,1
Кафанское, рудник 7—10 Жила № 5	Дистиллированная вода	0,2	следы	2,9
	Трилон Б	6,7	6,4	3,0
		—	6,4	1,0

Примечание: 1. Перемешивание в дистиллированной воде в течение 60 мин.
2. С трилоном Б и раствором Na_2SO_3 , кипячение в течение 50 мин., навеска 5 г, объем растворителя 100 мл.

ментарном виде (растворитель сульфит натрия 1 мол) и селенидов и теллуридов (определялись в нерастворимом остатке после фазового анализа).

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать следующее заключение:

1. большая часть селена и частично теллур находятся в исследуемых халькопиритах в виде изоморфной примеси;

2. значительная часть теллура (в среднем 30—50%) находится в виде тонкой механической примеси, представленной самостоятельными соединениями;

3. селен и теллур в халькопиритах присутствуют в различных формах: водорастворимой, в виде кислородных соединений, в элементарном и в виде селенидов и теллуридов, что подтверждается данными фазового анализа.

НИГМИ, Ереван

Поступила 7.VI. 1967.

Ա. Լ. ՍԱՔՐԱՇԱՆ, Ս. Ա. ԱՔՐԱՀԱՄՅԱՆ, Տ. Մ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ,

Լ. Մ. ԱԶՆԱՎՈՒՐՅԱՆ, Ռ. Ի. ԻՍԱՀԱԿՅԱՆ

ԽԱՎԿՈՊԻՐԻՏՈՒՄ ԽԱՌՆՈՒՐԻՆԵՐԻ ՏԵՂԱԴՐՄԱՆ ԶԵՎԵՐԻ ՈՐՈՇՈՒՄԸ
ԷԼԵԿՏՐՈԴԻԱԼԻԶԻ ՄԵԹՈԴՈՎ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Ուսումնասիրության են ենթարկվել Հայաստանի երեք հանքավայրերի
խավկոպիրիտները, նրանց մեջ սիլենի և թելուրի տեղադրման ձևերը որոշելու
նպատակով:

Կատարված ուսումնասիրությունների հիման վրա կարելի է հանգել հետևյալ եզրակացություններին:

1. Սելենի հիմնական մասը և մասամբ թելուրը ուսումնասիրված խալկոպիրիտներում գտնվում են իզոմորֆ խառնուրդի ձևով:

2. Թելուրի զգալի մասը (30—50%) ներկայացված է մեխանիկական խառնուրդի ձևով:

3. Սելենը և թելուրը խալկոպիրիտում ներկայացված է բազմաթիվ ձևերով՝ չրալուծելի թթվածնային միացություններով, ինչպես նաև սելենիդներով և թելուրիդներով, որը ապացուցվում է ֆազային անալիզի տվյալներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Григоров О. Н., Лапинская Е. М., Приходько Н. Е. Коллоидный журнал, том XI, № 4, 1949.
2. Григоров О. Н., Афанасьева Ю. С. Коллоидный журнал, том VIII, № 5, 1946.
3. Григоров О. Н., Карпова И. Ф., Козьлина З. П., Фридрихсберг Д. А. Изд. Лен. Университета, 1955.
4. Никонова Л. И. Зап. Всесоюзн. мин. о-ва, серия 2, т. 85, вып. 3, 1956.
5. Пчелин В. А., Губерниева Л. М. Заводская лаборатория, № 11, 1963.
6. Разенкова Н. И., Поплавко Е. М. АН СССР, Геохимия, № 8, 1963.
7. Разенкова Н. И., Кузнецова В. В. К изучению формы нахождения молибдена и рения в углях методом электролиза. Изд. Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, АН СССР, труды, вып. 18, 1963.
8. Разенкова Н. И. Использование метода электролиза для изучения форм нахождения редких элементов (Ga, Te) в минералах зоны окисления сульфидных месторождений. Сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолтехиздат, 1963.
9. Рожкова Е. В., Серебрякова В. Б. Журнал «Разведка недр», № 15, 1952.
10. Рожкова Е. В., Серебрякова М. В. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.
11. Резников А. А., Ничаева А. А. Формы состояния молибдена в водных растворах. Инф. об. Всес. НИгеолог. института, № 56, 1962.
12. Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б. Руководство по применению электролиза для изучения горных пород, руд и минералов. Госгеолтехиздат, 1953.
13. Рожкова Е. В., Вернадский В. В. Минеральное сырье, выпуск 7, ВИМС, Госгеолтехиздат, 1963.
14. Рожкова Е. В., Горбатов Г. А., Сидоренко Г. А., Моломкина С. Г. Минеральное сырье, выпуск 7, ВИМС, Госгеолтехиздат, 1963.
15. Серебрякова М. Б. и Разумная Е. Т. К вопросу о форме нахождения урана в апатите. ДАН СССР, т. 143, № 6, 1962.
16. Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. Изд. Академии наук СССР, 1959.
17. Щербак О. В. Минеральное сырье, выпуск 7 ВИМС, Госгеолтехиздат, 1963.

Г. Б. ГРИГОРЯН

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ БАССЕЙНА р. ВОХЧИ

Эффективность геохимических поисков зависит от правильного выбора конкретных методов (металлометрических, гидрохимических, биогеохимических) в зависимости от ландшафтно-геохимических условий. Поэтому ландшафтно-геохимические исследования занимают значительное место в практике поисковых работ.

В настоящем сообщении описываются некоторые геохимические показатели горных ландшафтов бассейна р. Вохчи, интересные для целей поисков медно-молибденовых и медноколчеданных месторождений.

Природные условия бассейна р. Вохчи, приуроченного к среднегорной и высокогорной области, определяются сильной расчлененностью рельефа, семиаридными и гумидными климатическими условиями, преобладанием в геологическом строении района вулканогенных (среднегорье) и интрузивных (высокогорье) пород, с трещинным типом циркуляции вод и сравнительно незначительной мощностью наносов.

В пределах бассейна р. Вохчи, в соответствии с изменением с высотой местности комплекса природных условий, выделяются следующие ландшафтные пояса:

1. горно-степной — до высоты 1450 м;
2. горно-лесной — до высоты 2250 м;
3. горно-луговой — до высоты 3500 м;
4. горно-луговой — до высоты 3500 м;

Горно-степной ландшафтный пояс, в пределах бассейна р. Вохчи, занимает нижние ярусы склонов среднегорья, а также определенные участки южных склонов в районе высокогорья Каджарана. Генетический тип почв этих ландшафтов — горно-каштановый. На среднегорье горно-каштановые почвы карбонатные, на высокогорье — бескарбонатные. В обоих случаях — маломощные, каменистые. В условиях горно-степных ландшафтов, в связи с нейтральной, иногда щелочной средой (pH —7,5—8,4) миграция металлов Cu , Ni , Co , Pb , Zn , Li ослаблена. Mo подвижен в этих условиях. Коэффициент подвижности молибдена в почвах — 8,5, меди — 0,3*.

Каштановые почвы высокогорья также имеют нейтральную реакцию (pH —7,0—7,5). Медь — неподвижна, молибден мигрирует хорошо, образуя водные ореолы рассеяния. Коэффициент подвижности молибдена в этих почвах составляет — 3,2, меди — 0,5.

* Коэффициент подвижности элемента — его воднорастворимое содержание в % от валового содержания в почве.

Типоморфным элементом горно-степных ландшафтов, при активном участии которого протекают процессы миграции и аккумуляции микроэлементов в почвах, водах и растениях, является кальций.

В горно-каштановых почвах содержание гумуса составляет 2—5%. Семнаридные климатические условия способствуют быстрой минерализации биоостатков. Поглощенные растениями микроэлементы, после разложения биомасс, по-видимому, находятся в легкоподвижной форме, но скудность атмосферных осадков не способствует вымыванию их из почв. Поэтому почвенно-гидрохимический метод поисков, предлагаемый Н. И. Долухановой (1958), в условиях горно-каштановых почв, в летнем сезоне даст хорошие результаты.

Ряды и величины коэффициентов элювиальной аккумуляции микроэлементов в верхних горизонтах каштановых почв имеют следующую последовательность:*

Почвы, развитые на андезито-базальтах	$\frac{\text{Mo}}{2,0}$	$= \frac{\text{Cu}}{2,0}$	$= \frac{\text{Li}}{2,0}$	$> \frac{\text{Zn}}{1,6}$	$> \frac{\text{Mn}}{1,5}$	$> \frac{\text{Ba}}{1,0}$	$= \frac{\text{Pb}}{1,0}$	$= \frac{\text{Sr}}{1,0}$	$> \frac{\text{Ni}}{0,5}$
Почвы, развитые на вулканогенных образованиях	$\frac{\text{Mn}}{5,0}$	$> \frac{\text{Ni}}{3,3}$	$> \frac{\text{Cu}}{3,0}$	$= \frac{\text{Li}}{3,0}$	$= \frac{\text{Zn}}{3,0}$	$> \frac{\text{Mo}}{2,5}$	$> \frac{\text{Be}}{2,0}$	$> \frac{\text{Sr}}{1,0}$	$> \frac{\text{Pb}}{0,8}$
Почвы, развитые на монцонитах	$\frac{\text{Mn}}{10,0}$	$> \frac{\text{Cu}}{3,0}$	$> \frac{\text{Mo}}{1,4}$	$> \frac{\text{Zn}}{1,0}$	$= \frac{\text{Pb}}{1,0}$	$= \frac{\text{Li}}{1,0}$	$= \frac{\text{Sr}}{1,0}$	$> \frac{\text{Ni}}{0,8}$	$> \frac{\text{Ba}}{0,3}$

Содержание микроэлементов в горно-каштановых почвах, развитых на различных породах, различно, т. е. петрохимическое различие пород находит свое отражение и в почвах (таблица 1).

Маломощность гумусового горизонта, слабая дифференциация в распределении микроэлементов по профилям почв дают возможность при металлометрических работах на горно-каштановых почвах вести опробование с верхнего горизонта. В геохимически аномальных каштановых почвах уменьшаются коэффициенты биологического поглощения рудных элементов, поэтому элювиальная аккумуляция в верхних горизонтах отсутствует.

Ряд биологического поглощения* микроэлементов степными травами, в геохимически нормальных условиях, таков:

$$\frac{\text{Ba}}{4,0} > \frac{\text{Zn}}{3,3} > \frac{\text{Mo}}{3,0} > \frac{\text{Ag}}{2,0} > \frac{\text{Mn}}{2,0} > \frac{\text{Cu}}{1,4} > \frac{\text{Pb}}{1,0} > \frac{\text{Sr}}{1,0} > \frac{\text{Co}}{0,5} > \frac{\text{V}}{0,4} > \frac{\text{Ni}}{0,3} > \frac{\text{Cr}}{0,1}$$

В геохимически аномальных степных ландшафтах Каджарана выявлена приуроченность отдельных растительных группировок к различным типам пород. Так, к монцонитам приурочены тимьян-трагакантовая ассоциация, к порфиритам — бобовые разнотравья, к

* Коэффициент биологического поглощения и элювиальной аккумуляции — по М. А. Глазовской [1964].

Таблица 1

Распределение элементов в горно-каштановых почвах и почвообразующих породах (по данным спектрального анализа)

Породы и почвы	Выше кларка	Ближе к кларку	Ниже кларка
Породы (вулканогенно-осадочные — юрского возраста)	Cu, Ni, Co, Zn, Ga, Ba, Ti	Mn, Sr, V, Pb, Be, Cr	Li, Mo (Be), Zr
Почва	Co, Cu, V, Ni, Mn, Ba	Pb, Zn, Ga, Sr, Li	Be, Zr, Cr (Mo)
Породы (вулканогенно-осадочные — эоценового возраста)	Mn, Co, Cu, Zn, Ga, Be, Sr, Ni	Ti, Li, V, Pb, Be	Cr, Mo, (Be)
Почва	Cu, V, Ba, Co, Ti	Mn, Pb, Zn, Ga, Sr, Li	Mo, Cr, Be, Zr
Порода (монцонит)	Mo, Ga, Ba, Cu, V, Pb, Zn, Ti	Mn, Ni, Sr, Li	Cr, Be (Ni)
Почва	Cu, Co, V, Ti, Mo, Mn, Pb, Ba	Ni, Ga, Sr, Li	Zr, Be, Cr

роговикам — ассоциация бородавника, к сильно измененным (оруденелым) порфирирам приурочены смолевка — тимьяновая, к слабоизмененным — злаковые разнотравья, к гидротермально-измененным монцонитам — смолевка-астрагаловая ассоциация, слабо-минерализованным монцонитам — тимьян-трагакантовая группировка с участием бобового разнотравья и т. д. В связи с указанной четкой дифференциацией растительных ассоциаций в высокогорных степных ландшафтных условиях Каджарана предлагается использовать, в комплексе геолого-съемочных и геохимических методов поисков, также геоботанический метод.

На геохимически аномальных участках Каджарана почти все виды степных трав поглощают большое количество рудных элементов (Cu, Mo). Следовательно, при биогеохимических методах поисков можно опробование одного вида растения заменить другими.

В пределах горно-степных ландшафтов Каджарана выявлены некоторые растения — накопители: тмин армянский (относительная концентрация Mo — 3; Cu — 10), бессмертник (Mo — 3, Cu — 2.5), тимьян (Mo — 5, Cu — 3), дубровник (Mo — 5, Cu — 4.5), астрагал золотистый (Mo — 7, Cu — 10), морковник дикий (Mo — 8, Cu — 2) и другие.

В пределах исследуемых рудных районов обнаружены растения, индикаторы медного и медно-молибденового оруденения: смолевка скучено-цветковая и астрагал склоненный. Эти растения встречаются лишь в пределах рудных полей. Содержание Cu и Mo в золе смолевки зависит от степени оруденения (таблица 2).

Содержание Cu и Mo в золе смолевки в зависимости от степени рудной минерализации (в %).

Таблица 2

Степень рудной ми- нерализации пород	В почве		В золе растения			
	Mo	Cu	Mo	биолог. поглощ.	Cu	биолог. поглощ.
Слабая	0,0032	0,055	0,006	1,7	0,038	1,74
Средняя	0,008	0,077	0,012	1,5	0,14	1,81
Рудопроявления	0,022	0,3	0,07	0,75	0,38	1,26

Повышенные содержания рудных элементов привели к внешнему изменению некоторых растений на степных геохимически аномальных участках. Так, от высокого содержания меди цветки смолевки приобретают ярко красный цвет (при малом содержании они имеют лилово-розовый оттенок). Тмин армянский от повышенного содержания молибдена становится толстым, кустарникообразным с ярко желтыми цветами.

Д. П. Малюга (1958, 1963) в степных аномальных ландшафтах Каджарана обнаружил терратологические изменения у маков с аномальным содержанием Pb, Mo, Zn.

Ряды и коэффициенты водной миграции* рудных элементов в пределах горно-степных ландшафтов таковы:

Среднегорье Кафана (дренируемые породы — вулканогенные)	Mo	Cu	Pb	Ni	Ba
	— 3,0	> 0,5	> 0,1	> 0,1	> 0,03
Высокогорье Каджарана (дренируемые породы — монзониты)	Mo	Cu	Pb	Ni	Ba
	— 2,0	> 0,8	> 0,5	> 0,3	> 0,1

Для поисковых целей в горно-степных условиях предлагаются следующие гидрохимические показатели (таблица 3).

Таблица 3

Гидрохимические показатели степных ландшафтов бассейна р. Вохчи

Регион	Гидрохимич. показатели	Фоновые значения	Аномальные значения	Примечание
Кафан (среднегорье)	SO ₄ мг/л	20—25	выше 25	Ореолы рассеяния Cu в водах имеют короткий предел, в связи с быстрым осаждением в нейтральной среде.
	Cu	отсутствует	следы и выше	
	pH	7,5—7,8	6,5—7,0	
Каджаран (высокогорье)	SO ₄ мг/л	17—30	выше 30	Mo мигрирует хорошо, размеры ореолов зависят от степени окисления рудных тел, длины речных систем, форм рельефа и пр.
	Cu	отсутствует	следы и выше	
	Mo	следы (0,02)	выше 0,02	
	pH	7,2—7,8	6,5—7,1	

Горно-лесной ландшафтный пояс занимает средние и верхние ярусы склонов среднегорья в Кафана и нижние ярусы склонов вы-

* Коэффициент водной миграции—по А. И. Перельману (1961).

сокогорья в Каджаране. Пояс характеризуется двумя основными типами ландшафтов:

а) Сухие дубовые леса с примесью фруктовых деревьев и с участками мезофильных степей. Развиты на среднегорье, на горно-лесных коричневых карбонатных, иногда типичных почвах (почвообразующие породы — вулканогенные).

б) Лиственные, дубово-грабовые леса среднегорий и высокогорий с маломощными выщелоченными коричневыми горно-лесными почвами (почвообразующие породы в среднегорье — вулканогенные, в высокогорье — монцониты).

Реакция карбонатных горно-лесных почв нейтральная, слабощелочная (рН — 7,4 — 7,8). Наблюдается увеличение гумуса в верхних горизонтах (4 — 5%).

Гидрорежим почв — импермаcidный. Содержание карбонатов в нижних горизонтах — 6 — 8%. Как видим, здесь роль кальция также велика.

Нейтральной реакцией и карбонатным характером почв объясняется неподвижность Cu, Sr, Co, Ni и ряда других элементов в почвах и водах.

Несмотря на низкие кларковые содержания молибдена в карбонатно-коричневых горно-лесных почвах Кафана, он активно поглощается древесными растениями (до 0,0003% в золе) и обогащает гумусовый горизонт. Коэффициент подвижности Mo в этих почвах составляет 1,6, Cu — 0,15. Коэффициенты элювиальной аккумуляции микроэлементов в этих почвах таковы:

$$\frac{\text{Mo}}{3,5} > \frac{\text{Co}}{3,0} = \frac{\text{Li}}{3,0} > \frac{\text{V}}{2,5} > \frac{\text{Ni}}{1,7} > \frac{\text{Mo}}{1,0} = \frac{\text{Cu}}{1,0} = \frac{\text{Sr}}{1,0} > \frac{\text{Zn}}{0,7} > \frac{\text{Pb}}{0,4} > \frac{\text{Ti}}{0,3}$$

Для устранения появления возможных ложных биогеохимических аномалий при поисково-съёмочных работах по гумусовым горизонтам, предлагается металлотрическое опробование в карбонатно-коричневых лесных почвах вести с глубины 10 — 20 см.

Почвенный профиль выщелоченных лесных коричневых почв лишен карбонатов. Преобладает пермаcidный тип гидрорежима. Значение рН почв снижается от 7,1 до 6,8. Увеличивается подвижность Cu, Co, Zn, Li, Mn, а Mo — также подвижен и образует хороший водный ореол рассеяния (Каджаран). Коэффициент подвижности молибдена равен 7,0, меди — 0,5.

В связи с наличием элювиального процесса некоторые элементы (Mo, Zn, Co, частично, Cu) вымываются из верхнего горизонта почв. Коэффициенты и ряды элювиальной аккумуляции микроэлементов в гумусовом горизонте таковы:

Кафан	Mo	Ba	Li	Pb	Cu	Zn	Sr	Co	V;
(среднегорье)	$\frac{2,0}{2,0}$	$\frac{1,7}{1,7}$	$\frac{1,7}{1,7}$	$\frac{1,6}{1,6}$	$\frac{1,1}{1,1}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{0,7}{0,7}$	$\frac{0,3}{0,3}$	$\frac{0,25}{0,25}$
Каджаран	Mo	Ba	Li	Zn	Pb	Ni	Cu	V	Co
(высокогорье)	$\frac{3,9}{3,9}$	$\frac{1,8}{1,8}$	$\frac{1,4}{1,4}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{1,0}{1,0}$	$\frac{0,8}{0,8}$	$\frac{0,8}{0,8}$	$\frac{0,4}{0,4}$	$\frac{0,2}{0,2}$

Ряды и коэффициенты биологического поглощения таковы:

Кафан
(среднегорье) $\frac{\text{Mo}}{3,0} > \frac{\text{Cu}}{2,0} = \frac{\text{Ag}}{2,0} > \frac{\text{Zn}}{1,7} > \frac{\text{Ba}}{1,4} > \frac{\text{Pb}}{1,0} = \frac{\text{Sr}}{1,0} > \frac{\text{V}}{0,4} > \frac{\text{Ni}}{0,2} > \frac{\text{Ti}}{0,1}$

Каджаран
(высокогорье) $\frac{\text{Mo}}{10,0} > \frac{\text{Zn}}{3,3} > \frac{\text{Ag}}{2,0} = \frac{\text{Ba}}{2,0} > \frac{\text{Cu}}{1,5} > \frac{\text{Sr}}{0,35} > \frac{\text{Pb}}{0,3} > \frac{\text{Ni}}{0,2} > \frac{\text{Ti}}{0,1}$

Ряды и коэффициенты водной миграции таковы:

Кафан
(среднегорье) $\frac{\text{Zn}}{3,5} > \frac{\text{Sr}}{3,3} > \frac{\text{Mo}}{3,0} > \frac{\text{Cu}}{1,4} > \frac{\text{Ba}}{1,0} > \frac{\text{V}}{0,2} > \frac{\text{Ti}}{0,1}$

Каджаран
(высокогорье) $\frac{\text{Zn}}{5,0} > \frac{\text{Mo}}{1,7} > \frac{\text{Cu}}{1,5} > \frac{\text{Ni}}{1,0} = \frac{\text{Pb}}{1,0} > \frac{\text{Ba}}{0,3} = \frac{\text{Ti}}{0,3} > \frac{\text{V}}{0,2}$

Для выщелоченных лесных коричневых почв глубина опробования предлагается по верхне-элювиальному горизонту (15—25 см).

В геохимически аномальных условиях древесные растения также накапливают большое количество рудных элементов. Так, скумпия, на Кафанском месторождении накапливает Cu в своих листьях до 0,3% золы. В листьях дуба (Каджаранское месторождение) содержание Cu составляет от 0,06 до 0,1%, Mo—0,004 до 0,02% золы, что в десятки раз больше их регионального содержания*. Индикаторы среды древесных форм растений не обнаружены.

Анализы показали, что в опаде, в геохимически нормальных и аномальных ландшафтах Каджарана, содержания Cu и Mo заметно увеличиваются. По-видимому, это объясняется частичным выносом остальных легкоподвижных элементов. Возможны также адсорбционные процессы. Для поисков медно-молибденовых месторождений предлагаются следующие гидрохимические показатели (табл. 4).

Горно-луговой ландшафтный пояс охватывает верхние ярусы склонов хребтов. Наиболее полно он представлен на северных скло-

Таблица 4
Гидрохимические показатели лесных ландшафтов бассейна р. Вохчи

Регионы	Гидрохимич. показатели	Фоновые значения	Аномальные значения	Примечания
Кафан (среднегорье)	SO ₄ , мг/л	4—8	выше 10	Миграция Cu ослаблена в связи с высоким pH вод. Молибден мигрирует, хорошо, образуя водные ореолы рассеяния
	Cu	отсутств.	следы	
	Mo	отсутств.	следы	
	pH	7,5	6,7—7,0	
Каджаран (высокогорье)	SO ₄ , мг/л	15—25	выше 25	
	Mo	0,02	выше 0,02	
	Cu	отсутств.	следы	
	pH	7—7,5	5,4—6,8	

* Региональное модалное содержание Cu в растениях бассейна р. Вохчи равна 0,019%, Mo—0,003% (Каджаран) и 0,0003% (Кафан) от золы.

нах Мегринского хребта и на восточных склонах центрального участка Зангезурского хребта. В пределах пояса различаются следующие типы ландшафтов: горно-луговые с темно-коричневыми горно-луговыми почвами на субальпийских частях хребтов и горно-луговые с коричневыми горно-луговыми одернованными почвами на альпийских частях хребтов. В пониженных участках рельефа высокогорья, где наблюдаются выходы грунтовых вод, распределены интрапоясные горно-луговые болотно-оторфованные почвы с особыми гидрохимическими и биоклиматическими режимами. Это редкие линейные ландшафты, которые часто находятся в геохимически аномальных условиях. К сожалению, они пока не изучены.

Горно-луговые темно-коричневые почвы имеют хорошо развитый мощный гумусовый горизонт со слабо дифференцированным почвенным профилем. Содержание гумуса доходит до 8—12%. Вторичные соединения карбонатов отсутствуют. pH почв достигает 6,5—6,8. В этих условиях многие микроэлементы подвижны. В горно-луговых коричневых оторфованных почвах содержание гумуса в верхних горизонтах высокое (14—18%). Здесь часто накапливаются полуразложенные биоостатки и образуют оторфованность. Большинство микроэлементов накапливается в этом горизонте почв (Mn, Cu, Mo, Co, Li, Zn и другие). Ряды и коэффициенты элювиальной аккумуляции микроэлементов в горно-луговых почвах имеют следующий вид:

- 1) Горно-луговые темно-коричневые
на вулканогенных породах

$$\frac{\text{Ni}}{3,3} = \frac{\text{Cr}}{3,3} > \frac{\text{Zn}}{1,7} > \frac{\text{Mo}}{1,6} > \frac{\text{Li}}{1,0} = \frac{\text{Co}}{1,0} = \frac{\text{Pb}}{1,0} > \frac{\text{V}}{0,8} > \frac{\text{Sr}}{0,7} = \frac{\text{Ba}}{0,7} > \frac{\text{Ti}}{0,5}$$

- 2) Горно-луговые коричневые — оторфованные на
порфировидных гранитах

$$\frac{\text{Mo}}{2,0} = \frac{\text{Cu}}{2,0} = \frac{\text{Mn}}{2,0} = \frac{\text{Zn}}{2,0} > \frac{\text{Ba}}{1,5} > \frac{\text{Ni}}{1,0} = \frac{\text{Pb}}{1,0} = \frac{\text{Li}}{1,0} = \frac{\text{Cr}}{1,0} = \frac{\text{V}}{1,0} > \frac{\text{Ti}}{0,6} > \frac{\text{Sr}}{0,3}$$

- 3) Горно-луговые коричневые на известняках

$$\frac{\text{Cr}}{10,0} = \frac{\text{Ba}}{10,0} > \frac{\text{Ni}}{6,6} > \frac{\text{Mo}}{3,5} > \frac{\text{Cu}}{3,3} > \frac{\text{Mn}}{3,0} = \frac{\text{Sr}}{3,0} = \frac{\text{Pb}}{3,0} = \frac{\text{Co}}{3,0} > \frac{\text{Zn}}{2,5} > \frac{\text{Li}}{1,0} = \frac{\text{V}}{1,0} = \frac{\text{Ti}}{1,0}$$

В геохимически нормальных условиях биологическое поглощение микроэлементов горно-луговыми травами имеет следующую последовательность:

$$\frac{\text{Mo}}{10,0} > \frac{\text{Sr}}{3,6} > \frac{\text{Cu}}{3,0} > \frac{\text{Zn}}{2,0} = \frac{\text{Mn}}{2,0} > \frac{\text{Ba}}{1,0} = \frac{\text{Ni}}{1,0} > \frac{\text{Cr}}{0,8} > \frac{\text{Co}}{0,5} > \frac{\text{Ti}}{0,4} = \frac{\text{Li}}{0,4} > \frac{\text{Pb}}{0,3}$$

Горно-луговые злаковые травы, содержащие повышенное количество кремнезема, способствуют накоплению его в верхних горизонтах почв, обогащая им дренируемые воды.

Сопоставляя коэффициенты элювиальной аккумуляции и биологического поглощения, видим, что в верхних горизонтах, в основном, накапливаются биофильные элементы. Это подтверждает вывод о том, что горно-луговые почвы — продукты биологической деятельности. Так как верхние гумусовые горизонты горно-луговых почв по химизму отличаются от почвообразующих пород, то, при металлометрии, опробование следует вести ниже гумусового горизонта с глубины 10—15 см.

Почвенные и гидрохимические особенности горно-луговых ландшафтов способствуют миграции Cu и Mo , следовательно, гидрохимический метод поисков даст хороший результат. Для тяжелых металлов, которые в основном находятся в обломочных материалах, наиболее целесообразно гидрохимические поиски вести с опробованием донных осадков речных пойм. Ряды и коэффициенты водной миграции микроэлементов в горно-луговых ландшафтах таковы:

$$\frac{\text{Sr}}{7,0} > \frac{\text{Ag}}{3,0} > \frac{\text{Mo}}{1,5} > \frac{\text{Cu}}{1,5} > \frac{\text{Li}}{0,2} > \frac{\text{Ba}}{0,1}$$

В сухих остатках вод V , Pb , Cr , Ni — отсутствуют. Гидрохимические показатели горно-луговых ландшафтов сведены в таблице 5.

Таблица 5

Гидрохимические показатели горно-луговых ландшафтов

Показатели	Фоновые значения	Аномальные значения	Примечание
SO_4 мг/л	7—8	выше 10	Размеры ореолов Mo и Cu зависят от эрозионного среза участка оруденения, расчленения и протяжения склонов, величины первичных ореолов, степени окисления рудных тел и пр.
Mo "	отсутств.	следи и выше	
Cu "	следи (0,01)	выше 0,01	
pH	6,5—7,5	4,8—6,5	

Нивальный пояс ландшафтов выявляется только на некоторых вершинных частях высоких хребтов: Капутджух, Хустун, Катар, Яглу. Сформировавшийся почвенный покров отсутствует. Местность представляет собой участок оголенный, со скальными карнизами, с гляциальными формами рельефа. Повсюду разбросан колювиально-делювиальный обломочный материал: чингилы, каменные россыпи. Растительный покров отсутствует. Встречаются единичные виды лишайников и другие литорастиения.

Наилучшим методом поисков в нивальных условиях является визуальный. Не исключается металлометрия по коренным породам и шлиховая съемка.

В ы в о д ы

1. Высотные изменения физико-географических условий приводят к геохимическому различию между высотными ландшафтными поясами.

2. Геохимическое различие отдельных ландшафтов определяется с одной стороны особенностями геолого-литологического строения территории, с другой стороны — всей совокупностью физико-географической обстановки.

3. Установленные геохимические особенности отдельных типов ландшафтов и некоторые геохимические показатели ландшафтных компонентов (для почв, растений и природных вод) могут иметь практическое значение при постановке поисковых работ.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 24 III. 1967.

Դ. Ս. ԳՐԻԳՈՐՅԱՆ

ՈՂՋԻ ԳԵՏԻ ԱՎԱՂԱՆԻ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՓՆԵՐԻ ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ՄԵ ՔԱՆԻ ՑՈՒՑԱՆԵՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Լեռնային վայրերում բնակլիմայական պայմանների ուղղաձիգ փոփոխությունները հանգեցնում են լանդշաֆտային տարրեր գոտիների առաջացմանը: Լանդշաֆտային ամեն մի գոտում ստեղծվում են յուրահատուկ պայմաններ այս կամ այն էլեմենտի տեղաշարժման ու կուտակման համար: Հետևաբար գեոքիմիական մեթոդներով օգտակար հանածոների որոնումների էֆեկտիվությունը պայմանավորված է նաև լանդշաֆտային բաղադրիչների գեոքիմիական առանձնահատկությունների բաղաձայնությամբ:

Ողջի գետի ավազանում առանձնացվել են հետևյալ լանդշաֆտային գոտիները՝ լեռնատափաստանային, լեռնաանտառային, լեռնամարգագետնային և աննշան տարածությամբ՝ լեռնանիվալ:

Հոդվածում արված են վերոհիշյալ լանդշաֆտային գոտիների ֆիզիկա-աշխարհագրական և գեոքիմիական առանձնահատկությունները՝ հոդված քիմիական տարրերի տեղաբաշխումը, նրանց էլլովիալ կուտակման, կենսաբանական կլանման և ջրային տեղաշարժի գործակիցներն ու շարքերը: Օտղակար հանածոների որոնման նպատակով ամեն մի գոտու համար բերված են հիդրոգեոքիմիական ցուցանիշներ՝ որոշակի հանքային տարրերի անոմալ և նորմալ քանակությունների ու ջրերի միջոցով նրանց երկրորդային ցրման շրջուպականների վերաբերյալ:

Յուրաքանչյուր լանդշաֆտային գոտու գեոքիմիական առանձնահատկություններին համապատասխան արված են մեթոդական ցուցումներ՝ օգտակար հանածոների որոնման գեոքիմիական առանձին մեթոդների կիրառման անհրաժեշտության, հերթականության և ուրիշ այլ հարցերի վերաբերյալ:

Հոդվածի վերջում արվում են հետևյալ եզրակացությունները.

1. Ֆիզիկա-աշխարհագրական պայմանների ուղղաձիգ փոփոխությունները Ողջի գետի ավազանում պայմանավորել են լանդշաֆտային առանձին գոտիներում ընթացող գեոքիմիական պրոցեսների տարբերությունները:

2. Լանդշաֆտի գեոքիմիական առանձնահատկություններն արդյունք են

մի կողմից տերիտորիայի լիթոլոգիական կազմի ու երկրաբանության, մյուս կողմից՝ ֆիզիկա-աշխարհագրական պայմանների:

3. Լանդշաֆտի առանձին բաղադրիչների՝ հողերի, բույսերի և բնական ջրերի զեոքիմիական ցուցանիշների վերաբերյալ որակական ու քանակական տվյալները կարող են ունենալ պրակտիկ նշանակություն տվյալ լանդշաֆտա-զեոքիմիական պայմաններում օգտակար հանածոների որոնման աշխատանքների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Изд. МГУ, 1964.
2. Долуханова Н. И. Опыт разработки гидрохимических методов поисков рудных месторождений в природных условиях Армянской ССР. Изд. АН Арм ССР, 1958.
3. Малюга Д. П. Биохимический метод поисков рудных месторождений. Изд. АН СССР, 1963.
4. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд. «Высшая школа», 1961.

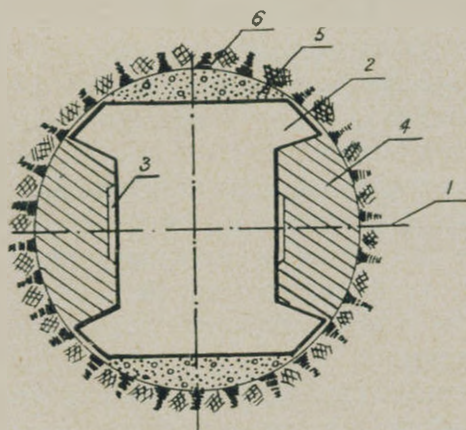
Е. Г. ЗАВРИАН

СИЛОВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Исследование естественных (бытовых) напряжений в массиве горной породы имеет важное значение при строительстве тоннелей, высоких плотин и других сооружений. Особый интерес представляют эти исследования при укреплении горных пород методом цементации [6] и в изучении состояния пород при тектонических движениях горных пластов [10].

Довольно широкое применение для исследования напряженного состояния горных пород получили методы разгрузки и компенсационный. Недостатком этих методов является: у первого метода — необходимость предварительно определять модуль упругости горной породы. Второй метод весьма трудоемкий и, кроме того, не пригоден для определения растягивающих напряжений в горном массиве.

Здесь предлагается новый способ исследования напряжения в массиве пород. Задача определения напряжения сводится к следующему. В массиве горной породы пробуриваются одна за другой несколько скважин с установкой в них динамометров в последовательном порядке.

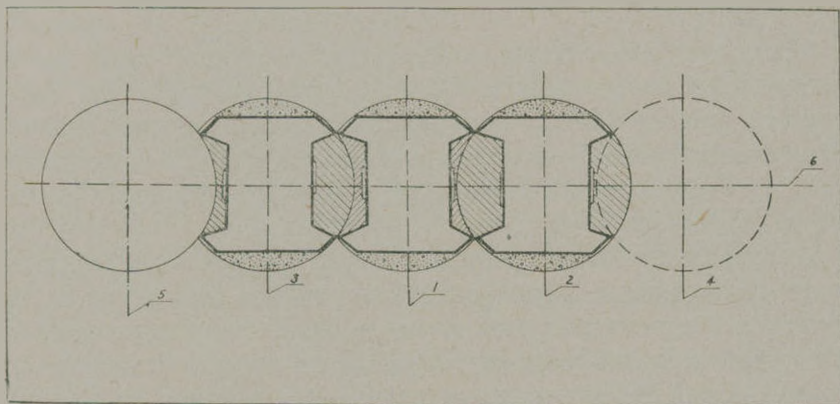


Фиг. 1. Установка динамометра в скважине при тандем-методе: 1 — направление измерительной площадки; 2 — динамометр; 3 — датчики деформаций; 4 — губчатые пластмассовые вкладыши; 5 — буровая скважина; 6 — цементирующий заполнитель.

Для установки первого динамометра в горной породе (фиг. 1) разбуривается скважина до заданной глубины. Вокруг скважины происходит концентрация напряжений, которая весьма быстро затухает при удалении от стенки скважины вглубь массива. Необходи-

мо, чтобы жесткость прибора была, по возможности, больше жесткости горной породы или близка к ней. В первую скважину заводят динамометр и цементируется в скважине.

В заданной плоскости измерений пробуривают вторую скважину (фиг. 2), соседнюю с первой и пересекающую частично попереч-



Фиг. 2. Схема измерения гандем-методом: 1, 2, 3 — поочередно установленные динамометры; 4 — скважина, подготовленная к установке четвертого динамометра; 5 — проектное положение очередной скважины; 6 — направление „измерительной площадки“.

ное сечение первой скважины. Теперь уже происходит концентрация напряжений в массиве породы вокруг скважины № 2, а динамометр № 1 получает некоторую загрузку со стороны массива горной породы. После цементации динамометра № 2 пробуривают скважину № 3, лежащую в плоскости измерений по другому борту динамометра № 1, и устанавливают динамометр № 3. Аналогично пробуривают следующую пару скважин.

Активная зона горной породы, загружающая динамометр № 1, постепенно возрастает, вовлекая в работу новые пласты горной породы, отдаленные от плоскости разбуриваемых скважин. Будет возрастать и нагрузка на динамометр № 1 до тех пор, пока разбуривание новой пары скважин по краям зоны измерений не даст эффективного результата.

В прочных горных породах, не имеющих чрезмерных напряжений, можно ограничиться установкой динамометров с перерывами, т. е. оставляя часть скважин пустыми. В этом случае целесообразно применять такую последовательность расположения скважин, когда при первоначальном бурении остаются целики породы между скважинами, разбуриваемыми во вторую очередь.

Установка динамометра в скважине показана на фиг. 1. Динамометр, для получения достаточной жесткости, должен иметь мощный профиль. По обоим бокам металлического двутаврового профиля размещены датчики сопротивления, которые связаны проводами с центральной измерительной станцией.

Предварительно динамометры проходят тарировку в лаборатории под прессами. В начале создается нагрузка, заведомо превышающая будущую рабочую нагрузку прибора. Затем после нескольких циклов нагрузок и разгрузок, обеспечивающих «закалку» прибора, устанавливают зависимость между давлением на динамометр и его электрическим сопротивлением. Полученный таким образом тарировочный график позволит в дальнейшем при эксплуатации прибора непосредственно измерять давление горной породы на динамометр.

При установке динамометра в скважинах в верхней и нижней частях прибора размещаются датчики деформаций, которые связываются проводами с центральной измерительной страницей. Верхняя и нижняя части динамометра плотно цементируются с горной породой. В случае, если ведется измерение растягивающих напряжений в горной породе, то необходимо применять для цементации специальные составы, обеспечивающие восприятие растягивающих напряжений между динамометром и горной породой. При цементировании скважины могут образоваться вертикальные столбики из материала цементации, воспринимающие на себя часть вертикальной нагрузки. Во избежание этого динамометры должны быть снабжены по бокам вкладышами из губчатой пластмассы.

В зависимости от длины разбуриваемых скважин можно установить приборы в любой глубинной точке горного массива. Для данной группы скважин могут быть установлены комплексы динамометров в нескольких наиболее интересных участках массива породы.

Точность полученных результатов зависит от количества пробуренных скважин. Определяем количество скважин, необходимое для получения точности, достаточной для решения практических задач.

Рассмотрим два случая:

Случай 1. Массив горной породы находится в гидростатическом поле напряжения. Здесь вокруг пробуренной скважины напряжение можно определить по формуле Ляме:

$$\sigma_r = P \left(1 - \frac{a^2}{r^2} \right) \quad (1)$$

$$\sigma_t = P \left(1 + \frac{a^2}{r^2} \right) \quad (2)$$

где P — первоначальное давление в массиве;

r — радиус какой-либо точки массива.

σ_r и σ_t — радиальные и тангенциальные напряжения.

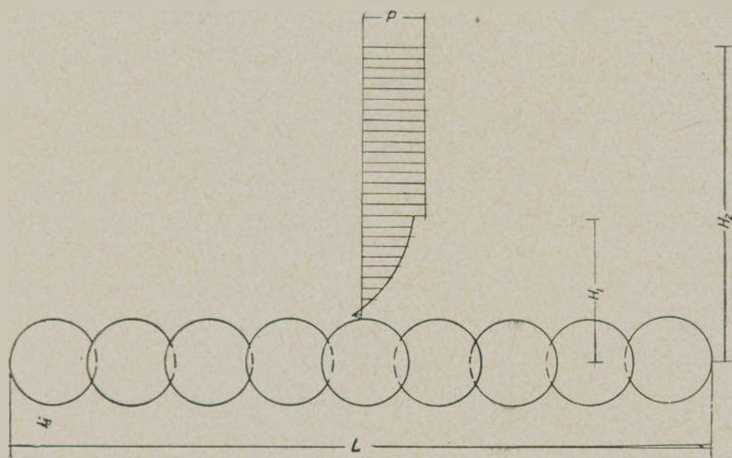
a — радиус скважины;

Настоящий расчет носит приближенный характер, поэтому пренебрегаем влиянием тангенциальных напряжений на работу динамометров. Тем более, что с ростом числа скважин и увеличением глубины активной зоны это влияние станет малосущественным.

Согласно расчетам тоннелей, по С. С. Давыдову (Л. 3), перемещения горной породы не происходят при нагрузке, отличающейся от бытовой менее, чем на 20%. Находим радиус первой активной зоны, в которой бытовые напряжения при проходке скважины изменяются в большей мере, чем указанный предел.

Задаем $\sigma_r = 0,8 P$ и подставляем в формулу (1), получаем $r_1 = 2,237 a$; принимаем высоту первой активной зоны $H_1 = 2,24 a$.

После бурения ряда скважин и установки в них динамометров образуется прорезь, на которую воздействует уже новая активная зона большей мощности, аналогично фиг. 5; высота этой зоны H_2 .



Фиг. 3. Эпюра σ_r для первой и второй активных зон при одноосном равномерном загрузении массива.

Согласно исследованиям [1, 8], для плоских динамометров, закладываемых в бетонные плиты, высота активной зоны равна половине диаметра плоского динамометра. Примем соответственно для нашего случая высоту второй активной зоны $H_2 = \frac{L}{2}$, где L — длина фронта бурения. Найдём деформацию столбца породы, расположенного над первой скважиной, высотой H_2 в предположении, что динамометры не установлены и нижний конец столбца может беспрепятственно перемещаться внутрь прорези.

Выделим элемент Δr столбца породы в пределах активной зоны H_1 . Радиальная деформация этого столбца будет равна

$$\Delta U_1 = \frac{\sigma_r}{E} \cdot \Delta r.$$

Суммарная деформация всего столбца высотой H_1 составит

$$U = \int_0^{H_1} \frac{\sigma_r dr}{E}.$$

Полная деформация столбца породы высотой H_2 составит в этом предположении

$$U = \int_a^{H_1} \frac{\sigma_r dr}{E} = \frac{(H_2 - H_1) \cdot P}{E}$$

Деформацию столбца породы после проходки всех скважин прорези приравняем к деформации столбца, вызванной реакцией давления жестких динамометров, так как фактически перемещение нижнего конца столбца породы происходить не может

$$\int_a^{H_1} \frac{\sigma_r dr}{E} + \frac{(H_2 - H_1) \cdot P}{E} = \frac{\sigma_{\text{дин.}} (H_2 - a)}{E} \quad (3)$$

где $\sigma_{\text{дин}}$ — давление горной породы, воспринимаемое динамометрами.

Учитывая формулу (1) и сокращая на E , получим

$$P \int_a^{H_1} \left(1 - \frac{a^2}{r^2}\right) dr + (H_2 - H_1)P = \sigma_{\text{дин.}} (H_2 - a). \quad (4)$$

Интеграл при $H_1 = 2,24a$ равен $0,685a$. (5)

Если заранее задаться числом скважин, то можно определить давление в горной породе, воспринимаемое динамометрами. Длина фронта бурения с учетом взаимного перекрытия скважин

$$L = 0,9 n d \quad H_2 = \frac{L}{2} = 0,9 n a$$

где n — число скважин.

Подставляя в (4) и преобразуя с учетом (5)

$$\begin{aligned} \sigma_{\text{дин.}} (0,9n - 1) &= (0,9n - 2,24) P + 0,685 P \\ \sigma_{\text{дин.}} &= P \frac{0,9n - 1,55}{0,9n - 1,0} \end{aligned} \quad (5)$$

Подсчитаем $\sigma_{\text{дин.}}$ для различного числа скважин.

Таблица 1

Число скважин n		3	5	7	9	11	13	15
$\frac{\sigma_{\text{дин.}}}{P}$	0,0	67,3	84,1	89,5	92,3	94	95	95,7

Полагаем, что точность измерения будет достаточной, если принять пять скважин, из них три средние с динамометрами, и две крайние без приборов.

Случай 2. Массив породы находится в одноосном равномерном поле напряжений интенсивностью P . Напряжения в массиве (Л. 5 и Л. 9) после разбуривания скважины будут равны:

$$\begin{aligned}\sigma_r &= \frac{P}{2} \left[\left(1 - \frac{a^2}{r^2} \right) + \left(1 - 4 \frac{a^2}{r^2} + 3 \frac{a^4}{r^4} \right) \cdot \cos 2\theta \right] \\ \sigma_t &= \frac{P}{2} \left[\left(1 + \frac{a^2}{r^2} \right) - \left(1 + 3 \frac{a^4}{r^4} \right) \cdot \cos 2\theta \right] \\ \tau_{rt} &= \frac{P}{2} \left(1 + 2 \frac{a^2}{r^2} - 3 \frac{a^4}{r^4} \right) \cdot \sin 2\theta\end{aligned}\quad (6)$$

где σ_r — радиальные напряжения;

σ_t — тангенциальные напряжения;

τ_{rt} — касательные напряжения;

θ — угол радиуса с вертикалью.

Определяем напряжения σ_r по вертикальной оси, проходящей через центры скважины, т. е. при $\theta = 0$

$$\sigma_r = P \left(1 - 2,5 \frac{a^2}{r^2} + 1,5 \frac{a^4}{r^4} \right). \quad (7)$$

Далее расчет ведется, как в первом случае. Находим радиус первой активной зоны, где бытовые напряжения при проходке скважины изменяются меньше чем на 20%.

$$\frac{\sigma_r}{P} = 0,8.$$

Подставляем в (7) и преобразуем

$$0,8 = 1 - 2,5 \frac{a^2}{r^2} + 1,5 \frac{a^4}{r^4}.$$

Условием задачи соответствует корень этого уравнения

$$r = 3,47 a.$$

Принимаем $H_1 = 3,47 a$.

Обозначим H_2 высоту второй активной зоны, образующейся после бурения данного цикла скважин (фиг. 3).

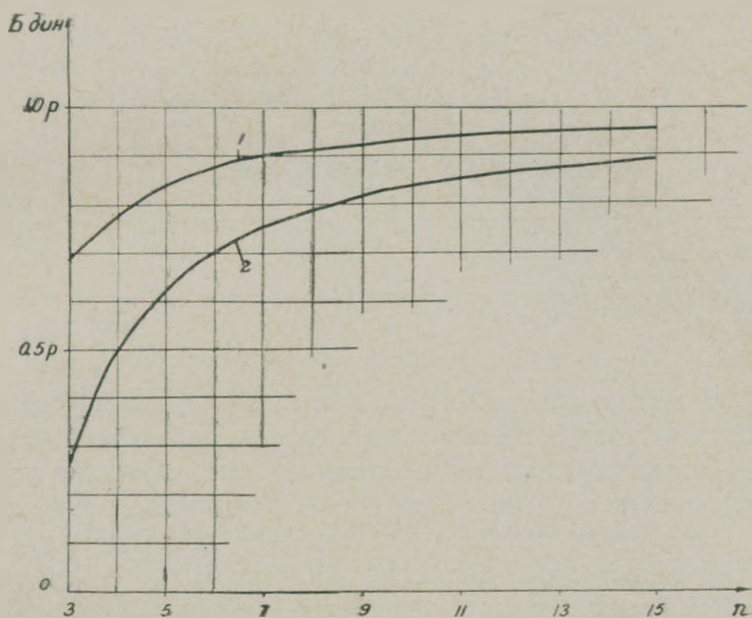
Найдем деформацию столбца над первой скважиной в условном предположении отсутствия динамометров

$$U = \int_a^{H_1} \frac{\sigma_r dr}{E} + \frac{(H_2 - H_1) \cdot P}{E}.$$

Однако эта деформация не может произойти, так как жесткие динамометры вернут столбец в первоначальное положение, создавая деформацию

$$U = \frac{\sigma_{\text{дин.}} (H_2 - a)}{E}$$

где $\sigma_{\text{дин.}}$ — напряжение в породе, воспринимаемое динамометрами.



Фиг. 4. Зависимость напряжений в горной породе, воспринимаемых динамометрами, от числа буровых скважин. 1— всестороннее равномерное нагружение горной породы; 2— одноосная равномерная нагрузка.

Отсюда получается с учетом (7)

$$\frac{\sigma_{\text{дин.}} (H_2 - a)}{E} = \int_a^{H_1} \frac{\sigma_r dr}{E} + \frac{(H_2 - H_1) P}{E}$$

$$\sigma_{\text{дин.}} (H_2 - a) = (H_2 - H_1) \cdot P + \int_a^{H_1} P \left(1 - 2,5 \frac{a^2}{r^2} + 1,5 \frac{a^4}{r^4} \right) dr. \quad (8)$$

Вычислим последнее слагаемое этого уравнения с учетом $H_1 = 3,47a$

$$P \int_a^{H_1} \left(1 - 2,5 \frac{a^2}{r^2} + 1,5 \frac{a^4}{r^4} \right) dr = 1,178 P.$$

Если заранее задаться числом скважин, то на основе (8) можно определить давление в горной породе, воспринимаемое динамометрами.

Длина фронта бурения с учетом взаимного перекрытия скважин

$$L = 0,9 nd \quad H_2 = \frac{L}{2} = 0,9 na$$

где n — число скважин.

Известия, XXI, 3—7

Подставляя в (8) и преобразуя

$$\sigma_{\text{тан.}} \cdot (0,9n - 1) = (0,9n - 3,47) P + 1,178 P \quad (9)$$

$$\sigma_{\text{тан.}} = P \frac{0,9n - 2,30}{0,9n - 1}$$

подсчитаем $\sigma_{\text{тан.}}$ для различного числа скважин.

Таблица 2

Число скважин n	3	5	7	9	11	13	15
$\frac{\sigma_{\text{тан.}}}{P}$	23,6	63,0	75,5	81,6	85,4	88	89,5

Данные таблиц № 1 и № 2 изображены на рис. 4. Для случая массива породы, загруженного со всех сторон, давление породы, измеренное динамометрами, приближается по своей величине к нагрузке на горную породу P , даже при сравнительно небольшом числе скважин. Для второго случая число скважин, необходимых для измерения тандем-методом, увеличивается, однако это не приводит к значительным техническим осложнениям.

Полагаем возможным ограничиться для первого случая бурением пяти скважин, с установкой трех динамометров, а для второго случая — бурением девяти скважин с установкой семи динамометров.

Заключение

Предлагаемый тандем-метод измерения естественных напряжений в массиве породы выгодно отличается от компенсационного метода отсутствием больших открытых полостей, ослабляющих горную породу. Другое преимущество нашего метода — возможность измерять напряжения также и в глубинах массива. Метод пригоден для измерения сжимающих и растягивающих напряжений и отличается достаточной простотой при выполнении. Имеется возможность организовать после установки приборов систематические наблюдения за дальнейшим состоянием горной породы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.XI.1966.

Б. 4. 204.0306

ԱՌՆԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱԾՆԵՐԻ ԼԱՐՎԱԾ ՎԻՃԱԿԻ ՇԵՍԱԶՈՏՄԱՆ
ՈՐԺԱՅԻՆ ՄԵԹՈԴՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում դիտարկվում են լեռնային զանգվածների լարված վիճակի
հետազոտման տարբեր մեթոդները: Հեղինակի կողմից առաջադրվում է

հետազոտման նոր մեթոդ, որի էությունը կայանում է լեռնային դանդաղածում մի շարք հաջորդական հորատանցքերի հորատման և նրանցում ուժաչափերի տեղադրման մեջ: Այս եղանակով, որը կոչվել է տանդեմ-մեթոդ, կարելի է չափել սեղմող և ձգող բնական լարումները լեռնազանգվածում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гришин М. М. (ред.) Сборник № 29 МПСН. Гидротехнические сооружения. Статья Орехова В. Г., Комзина Б. И., Медовикова А. И. Анализ работы прибора для исследования напряжений внутри массивных бетонных сооружений, Москва, Госстройиздат, 1959.
2. Давыдов С. С. Расчет и проектирование подземных конструкций. Изд. строительной литературы, М., 1950.
3. Зурабов Г. Г. и Бугаева О. Е. Гидротехнические тоннели гидроэлектрических станций. Изд. Энергия, М.—Л., 1962.
4. Кутепов Г. Г. Опыт определения напряженного состояния в массиве метаморфических пород створа Саяно-Шушенской ГЭС. Журнал «Гидротехническое строительство», № 1, 1965.
5. Савин Г. Н. Концентрация напряжений около отверстий. Гостехиздат, М.—Л., 1951.
6. Эристов В. С. О конструкции и расчете обделок высоконапорных гидротехнических тоннелей. «Гидротехническое строительство», № 11, 1963.
7. Талбор Ж. Механика горных пород. Гостехиздат, М., 1960.
8. Kammuler. Die Messdosen „Der Bauingenier“, 1956, № 31, Heft 21.
9. Kirsch G. Die Theorie der Elastizität u. d. Bedürfnisse d. Festigkeitslehre, V.D.I. m 42, № 29, 1898.
10. K. Terzaghi. Measurement of stresses in rock. Geotechnique (London), 1962. № 2.

Г. О. ГАЗАРЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОПРОТИВЛЕНИЯ СРЕДЫ ПРИ
ИССЛЕДОВАНИЯХ СВЕРХДЛИННЫХ РАДИОВОЛН
(10—30 кгц) В ПОДЗЕМНЫХ ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

Впервые идея применения сверхдлинных радиоволн (СДВ) в методе радиокип для решения геологоразведочных задач была высказана А. Г. Тарховым [3].

В последние годы метод радиокип—СДВ успешно был опробован в наземном и подземном вариантах как у нас в стране [1, 3] так и за рубежом [5].

При исследованиях методом радиокип—СДВ в подземных горных выработках возникает возможность определения коэффициента поглощения радиоволн средой, а также ее сопротивления.

Коэффициент затухания плоских электромагнитных волн b для частоты f , проникающих в среду с проводимостью γ равен [2]:

$$b = \frac{1}{C} \sqrt{2\pi f \gamma}$$

где C — скорость света.

Отсюда

$$\gamma = \frac{b^2 C^2}{2\pi f}$$

Таким образом, зная коэффициент поглощения радиоволн b и частоту радиоволны f легко вычислить проводимость среды γ в системе CGSE и определить сопротивление среды с помощью известного соотношения

$$\rho = \frac{9 \cdot 10^9}{\gamma} \text{ ом.м.}$$

Коэффициент b можно найти из следующего выражения [2]:

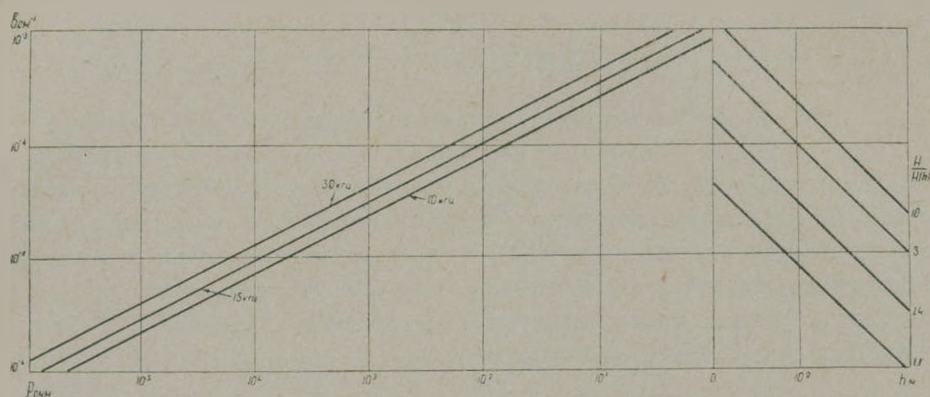
$$H(h) = H e^{-bh} \quad (1)$$

где $H(h)$, H — значения горизонтальных составляющих напряженности электромагнитного поля СДВ соответственно на глубине h и на поверхности Земли.

Из (1) находим

$$b = \frac{\ln \left[\frac{H}{H(h)} \right]}{h}$$

Регистрируя напряженность электромагнитного поля $H(h)$ в подземной горной выработке на глубине h и зная значение напряженности поля H на поверхности Земли, можно вычислить коэффициент поглощения радиоволн по последней формуле.



Фиг. 1.

Для упрощения вычисления удельного электрического сопротивления горных пород можно воспользоваться номограммой, приведенной на фиг. 1.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.II.1968.

ЛИТЕРАТУРА

1. Газарян Г. О. Результаты опробования сверхдлинноволнового варианта метода радиокип в Армении. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, 1965.
2. Краснушкин П. Е., Яблочкин Н. А. Теория распространения сверхдлинноволновых волн. Вычислительный центр АН СССР, М., 1963.
3. Тархов А. Г. Основы геофизической разведки методом радиокип. Госгеолтехиздат, М., 1961.
4. Becker A. Radio wave mapping of ground conductivity anomalies. Paper. Geol. Surv. Canada. № 1, 1967.

КОНСТАНТИН НИКОЛАЕВИЧ ПАФФЕНГОЛЬЦ

(к семидесятипятилетию)

Исполнилось 75 лет со дня рождения крупного ученого-геолога, неутомимого исследователя Кавказа, патриарха современной армянской геологической мысли, старейшего действительного члена Всесоюзного минералогического общества и Всесоюзного географического общества, лауреата Государственной премии, заслуженного деятеля науки Армянской ССР, академика АН Арм. ССР Константина Николаевича ПАФФЕНГОЛЬЦА.



Радостно отметить, что свой юбилей Константин Николаевич встречает полным сил и стремления к научной работе. Кажется совсем недавно мы отметили его семидесятилетие (см. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 2, 1963 г.), а за этот короткий промежуток времени ученый новыми своими трудами обогатил нашу отечественную науку. Он является ответственным исполнителем и редактором ряда крупных научных проблем и тем.

Редакция и читатели нашего журнала шлют нашему дорогому юбиляру самые наилучшие пожелания — крепкого здоровья, долгих лет жизни и дальнейших успехов в плодотворном труде.

Отделение Наук о Земле
АН Армянской ССР
Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Լ. Ա. ԱՎԱԳՅԱՆ

ԽՈՍՔ ՀՈՐԵԼՅԱՐԻՆ

Որքան նշանավոր մարդիկ ունի մեր հաճախ հանրապետությունը, որքան տաղանդավոր ու գործիմաց մարդիկ, որոնք տարիներ շարունակ աշխատում են, կառուցում, ստեղծագործում, մարդիկ, որոնք անմահանում են իրենց գործերով, կրում «մեր հանրապետության մարդիկ» պատվավոր կոչումը: մարդիկ, որոնք գնահատվում են, դառնում բոլորին նաճաշելի, բոլորին գիրելի: Ահա այդ մարդկանց շարքին է պատկանում անվանի երկրաբան-գիտնական Կոնստանտին Նիկոլակիչ Պաֆֆենգուլցը, որը բոլորեց իր կյանքի 75 և գործի 50-ամյակը: Եվ երբ քերքում էս նշանավոր երկրաբանի կյանքի տարեգրության էջերը, սիրտդ լցվում է անհուն բերկրանքով, ֆանգի լայն, բազմակողմանի ու փառավոր նաճապարհ է անցել նա այստեղ Հայաստանում, այստեղ այս մահուր երկնքի ու հյուրերնկալ հարկի տակ է անել ու բարձրացել նա, իր հետ բարձրացրել երկրաբանությունը, դարձել նրա սփանշելի վարպետը:

Հեռավոր մառախլապատ Հյուսիսից եկավ նա, եկավ 45 տարի առաջ արևավառ Հայաստան, եկավ որ հերկի նրա երկրաբանության խոպանը, դառնա նրա առաջին սերմնացանը, որ հետո առատ բերք հավաքի:

Եկավ նա արտահագուստը հագին, պայուսակը ուսին, երկրաբանական մուրեր ձեռքին: Եկավ Բարտեզահանելու Հայաստան լեռնաշխարհի երկրաբանությունը, հետազոտելու նրա կառուցվածքը, տարածված ֆառատեսակները և բնդերում քաղնված օգտակար հանածոները:

Նա ոտով անցավ անհաշիվ դժվարին երթուղիներ, գշիերեց լեռներում, լաց երկնքի տակ, բարձրացավ լեռնաշխարհի վերամբարձ, ձյունածածկ գագաթներ և իջավ անդնդախոր, անհատակ ձորերը: Նա տեսավ կապույտ մեանը և ներմակագազաք Արարատը, տեսավ արևային Հայաստանի հինավուրց ամեն մի ֆուր, մոտիկից նաճաշեց նրա տաղանդավոր ժողովրդին, իր բարձր մշակույթով, իսկ հետո սիրեց ու հաճախորդ Կես կապվեց նրանց հետ:

Պաֆֆենգուլցը մեր ժամանակի ամենախոշոր երկրաբաններից մեկն է, օժտված իսկական մարդու, մեծ հայրենասերի ու մտածողի բյուրեղյա հատկություններով: Նրա երգ երգոց «Հայաստանի երկրաբանությունը» մի անմահ գործ է գրված երգերի արքա Կոմիտասի, խոսքի մեծ վարպետ Իսահակյանի և գույների կախարհ, արևային Սարյանի ստեղծագործությունների ոգով:

Բազմակողմանի ու փառավոր նաճապարհ է անցել Պաֆֆենգուլցը, այստեղ Հայաստանում, այստեղ, այս մահուր երկնքի ու հյուրերնկալ ծածկի տակ է անել ու բարձրացել նա, իր հետ բարձրացրել երկրաբանությունը, դարձել նրա սփանշելի վարպետը, մեծ նախապետը:

Հայաստանի որդեգիր, ոգով հայ, Հայաստանի պարծանք, մեծ վարպետ և ուսուցիչ:

Պաֆֆենգուլցը տակավին չի ուպառել իրեն, չի ասել իր վերջին խոսքը:

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ
Երկրաբանական ինստիտուտ
Երևան, 29. 11. 1968

АРМЕНАК ГЕОРГИЕВИЧ НАЗАРОВ (к шестидесятилетию)

1 апреля с. г. исполнилось 60 лет со дня рождения академика АН Армянской ССР Арменака Георгиевича Назарова.

Одновременно, эта дата отмечает его сорокалетнее беззаветное служение науке,— сорокалетие научной, педагогической и общественно-организационной деятельности ученого.



В современном научном мире имя Арменака Георгиевича Назарова широко известно за пределами нашей маленькой республики, а научные труды его, числом уже более ста, получили международное признание.

Круг научных интересов Арменака Георгиевича довольно широк: вопросы строительной механики, прикладной математики, инженерной сейсмологии и сейсмостойкости сооружений, моделирования.

Эти работы являются не только большим вкладом в науку, но представляют крупный народно-хозяйственный интерес и внедрены в практику строительства.

Арменак Георгиевич известен также как блестящий руководитель научных исследований, вырастивший высококвалифицированные кадры и организовавший первую научную ячейку в гор. Ленинакане — Институт геофизики и инженерной сейсмологии АН Арм. ССР, бессменным директором которого он является поныне.

Арменак Георгиевич ведет и большую общественную работу. Он депутат Верховного Совета республики, зам. академика-секретаря ОНЗ АН Арм. ССР, член бюро Совета по сейсмологии при Президиуме АН СССР, зам. председателя Секции по сейсмостойкому строительству АС и АН СССР, редактор журнала «Доклады АН Арм. ССР» и др.

Заслуги А. Г. Назарова высоко оценены Советским правительством, которое наградило его орденом Трудового Красного Знамени и присвоило звание заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР.

Арменак Георгиевич пользуется большой любовью и уважением всех своих коллег, знающих его как крупного ученого и прекрасного, в высшей степени культурного и скромного человека, общаться с которым всегда удовольствие.

От имени всех коллег по ОНЗ мы сердечно поздравляем дорогого Арменака Георгиевича и от души желаем ему на долгие годы крепкого здоровья и больших успехов в деле беззаветного служения народу и науке, которым он посвятил свою жизнь.

Отделение Наук о Земле
АН Арм. ССР

Г. А. САРКИСЯН

СИРАН ТИГРАНОВНА ТИГРАНЯН

15 января 1968 г. скончалась Сиран Тигранова Тигранян, старейший работник геологической службы Армении.

С. Т. Тигранян родилась 14 мая 1900 г. в Тифлисе, в семье военнослужащего.

Окончив в 16 лет Тифлисскую женскую гимназию, она поступила в Петербурге на геологическое отделение физико-математического факультета Высших курсов. Но ввиду ухудшения материального положения семьи вынуждена была, оставив учение, переехать на родину отца в Александрополь и взять на себя заботу о материальном обеспечении старых родителей. С 1919 по 1921 гг. она преподавала в Александропольском коммерческом училище.



Начиная с тех пор и до последних дней, она параллельно со своей работой принимала активное участие в общественной жизни. В те годы она оказывала большую помощь беженцам, которыми был полон Александрополь.

В 1921 г. С. Т. Тигранян была приглашена во вновь открытый Ереванский Гос. университет, на геологическое отделение ассистентом к профессору Савич-Заблодскому.

Профессор читал свои лекции на русском языке. Сиран Тиграновна стала переводить геологические термины на армянский язык и издала на правах рукописи Армянской геологический словарь.

Когда в 1922 г. проф. Савич-Заблодский переехал на Украину, Сиран Тиграновна начала читать в Университете лекции по геологии на родном языке, одновременно руководя кабинетом минералогии.

В 1923 г. руководство университета послало Сиран Тиграновну в Москву для продолжения учебы.

В 1924 г. она окончила геологический факультет Московского университета и получила специальность геолога.

После возвращения в Ереван ее назначают в Университете исполняющим обязанности зав. кафедрой минералогии и кристаллографии, где она проработала до 1929 г.

В 1926—1935 гг. С. Т. Тигранян работала также в Государственном геологическом комитете Армении. Она принимала участие в строительстве Ширканала, в исследованиях причин Ленинаканского землетрясения 1926 года, в изысканиях туфов, в составлении инженерно-геологической карты г. Еревана.

Она занималась и поисками артезианских вод, что в эти годы имело особо жизненно важное значение для республики.

В 1932 г. С. Т. Тигранян была делегатом I съезда гидрогеологов в Москве, от Закавказского геологического треста. На этом съезде она выступила с докладом.

Начиная с 1935 г. Сиран Тиграновна работала в Армфане, потом в Академии наук Арм. ССР. В период 1938—1948 гг. она заведовала геологическим музеем Института геологических наук АН Арм. ССР.

В 1937 г. Президиум Академии наук СССР присвоил С. Т. Тигранян без защиты ученую степень кандидата геолого-минералогических наук. Таким образом, она была в Армении первой женщиной-геологом — кандидатом наук.

В 1937 году С. Т. Тигранян была делегатом от Армении — членом XVII международного геологического конгресса в Москве.

В 1941 г. ей было присвоено звание доцента.

В последние годы жизни она была членом геолого-географического отделения Советского национального объединения истории наук Академии наук СССР, одним из организаторов Комиссии истории наук при Президиуме Академии наук Армянской ССР, а в дальнейшем научным секретарем того же объединения на общественных началах.

За свою многолетнюю безупречную работу С. Т. Тигранян была награждена медалью «За доблестный труд» и в 1951 году высокой правительственной наградой — орденом Ленина.

С. Т. Тигранян принадлежит более 60 изданных и рукописных трудов.

Много статей С. Т. Тигранян рассеяны в периодической печати, отдельные изданные труды ее находятся в разных местах. Ее первые статьи изданы еще в 1918 г. Перечислим некоторые из них: «Еще к беженскому вопросу», «В царстве голода и смерти», «Женщина в истории русского революционного движения» и другие.

Сиран Тиграновна была очень трудолюбива и энергична. Она была настоящей патристкой. Это она воскресила имена великих ученых армян Андриаса Арцруни и Лена Спендиаряна (Леонида Спендиарова).

Сиран Тиграновна была одарена высокими человеческими качествами. На работе или в повседневной жизни, в семье или товарищеской среде она всегда была последовательным защитником высокой человеческой культуры.

Будучи персональной пенсионеркой, она отказалась от заслуженного отдыха и постоянно бывала в музеях и архивах. Сиран Тиграновна целиком посвятила последние годы своей жизни поискам редких документов, фотографий, старых газет и журналов, которые затем передавала в музеи и архивы республики. Она безвозмездно отдала Музею истории Армении фамильные ценности рода Арцруни.

Ее повседневную помощь чувствовали сотрудники госархивов Армении, всех музеев республики, в особенности Музея истории города Еревана, сотрудники Музея литературы и искусства им. Чаренца и др. Благодаря ее стараниям в Ленинакане открылся Музей истории наук.

В течение нескольких лет она собирала, оформляла, систематизировала документы и фотокарточки о Х. Коштоянце, А. Исаакяне, Н. Тиграняне, сестрах Асламазян и др.

Это она лично осенью 1964 г. привезла из Москвы в ЦГИА Арм. ССР богатый архив В. Лункевича.

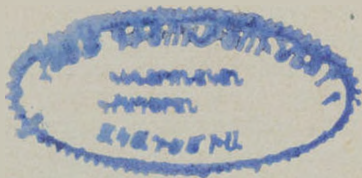
В прошлом году С. Т. Тигранян с молодой энергией принимала участие в состоявшемся в Ереване международном симпозиуме по истории наук и выступила с докладом.

И в республике, и за ее пределами много писали о С. Т. Тигранян, как об общественном деятеле, женщине-геологе.

Светлый образ дорогой труженицы Сиран Тиграновны Тигранян надолго останется жить в наших сердцах.

Арх. Управление
при СМ Арм. ССР

Поступила 18.III.1968.



Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

ВФ 03850. Подписано к печати 1/VIII 1968 г. Тираж 880 экз. Изд. 3044. Заказ 257
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Печ. л. 6,75. Бум. л. 3,38. Усл. печ. л. 9,25.
Уч. изд. лист. 7,2.

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

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 3

том XXI

1968

СОДЕРЖАНИЕ

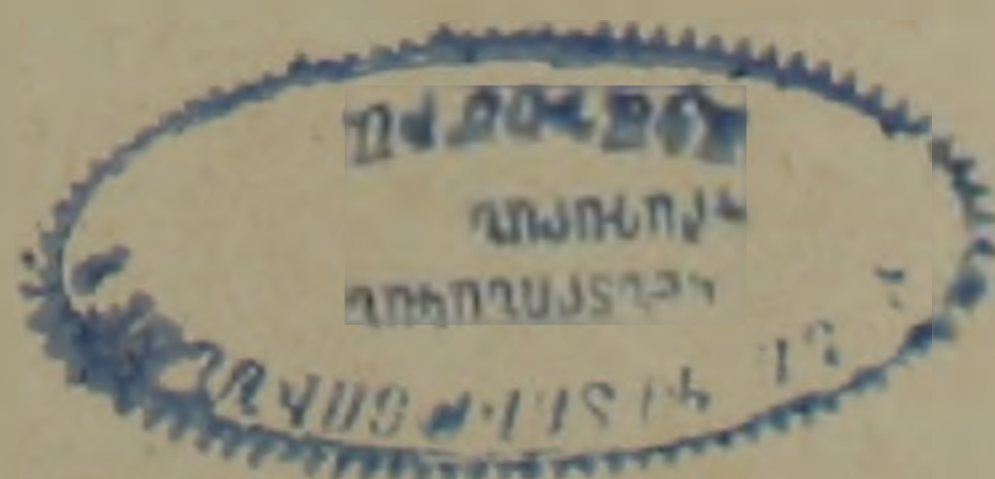
К. Н. Паффенгольц. Кембрий и силур Кавказа	3
Э. В. Ананян. Тектонофизические исследования разрывных нарушений (на примере Кафанского района Арм. ССР)	12
К. С. Шабоян. Некоторые закономерности распределения галогенов в гранитоидах Баргушатского хребта	21
А. Г. Акопян, Р. Н. Зарьян. Характер распределения элементов-примесей в породах эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов Айоцдзора	34
А. А. Адамян. Оливины из верхнеплиоценовых эффузивов Лорийского плато	45
С. В. Казарян, М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян. К вопросу о перспективе сульфидного оруденения на Туманянском месторождении огнеупорных пород	54
М. А. Сатян, Ж. О. Степанян, В. Н. Жамагорцян. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков озера Севан	62
А. Л. Саградян, С. А. Абрамян, Т. Н. Арутюнян, Л. М. Азнавурян, Р. И. Саакян. Определение форм нахождения примесей в халькопирите методом электролиза	72
Г. Б. Григорян. Некоторые геохимические показатели горных ландшафтов бассейна р. Вохчи	81
Е. Г. Завриян. Силовые методы исследований напряженного состояния массивов горных пород	91
Г. О. Газарян. Определение сопротивления среды при исследованиях сверхдлинных радиоволн (10—30 кгц) в подземных горных выработках	100

Юбилейные даты

Константин Николаевич Паффенгольц (к семидесятипятилетию)	102
Л. А. Авакян. К юбилюру	104
Арменак Гсоргиевич Назаров (к шестидесятилетию)	105

Потери науки

Г. А. Саркисян.	Сиран Тиграновна Тигранян	106
-----------------	---------------------------	-----



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

№ 3

XXI հատոր

1968

Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Կ. Ն. Պաֆֆենգոլց. Կովկասի քեմերին և սիլուրը	3
Է. Վ. Անանյան. հզումնային խախտումների տեկտոնոֆիզիկական ուսումնասիրությունները (ՀՍՍՀ Ղափանի շրջանի օրինակով)	12
Ք. Ս. Շաբույան. Բարգուշատի լեռնաշղթայի զրանիտոիդներում հալոգենների բաշխման մի քանի օրինաչափությունները	21
Ա. Գ. Հափոբյան. Ռ. Ն. Զարյան հառնուրդ-տարրերի տեղաբաշխման բնույթը Հայոցձորի էոցենի և միո-պլիոցենի հստակի ապարներում	34
Ա. Ա. Աղամյան. Հոովա սարավանդի երիտասարդ լավաների օլիվինների մասին	45
Ս. Վ. Ղազարյան, Մ. Ս. Ազիզբեկյան, Ա. Զ. Ալքունյան. Թումանյանի հրակայուն ապարների հանքավայրի սուլֆիդային հանքայնացման հեռանկարների հարցի շուրջը	54
Մ. Ա. Սարյան, Ի. Հ. Ստեփանյան, Վ. Ն. Ժամազոռձյան. Հրաբխային խարամների և մոխիր- ների հայտնաբերումը Սևանա լճի հատակի նստվածքներում	62
Ա. Հ. Սաքրադյան, Ս. Ա. Աբրահամյան, Տ. Մ. Հաբուրյունյան, Լ. Մ. Ազնավուրյան, Ռ. Ի. Իսահակյան. հալկոպիրիտներում խառնուրդների տեղադրման ձևերի որոշումը էլեկ- տրոդիալիզի մեթոդով	72
Պ. Գ. Իրիգորյան. Ողջի գետի ավազանի լեռնային լանդշաֆտների գեոքիմիական մի քանի ցուցանիշները	81
Ի. Գ. Զավրիյան. Լեռնային զանգվածների լարված վիճակի հետազոտման ուժային մեթոդները	91
Գ. Հ. Ղազարյան. Միջավայրի դիմադրության որոշումը լեռնային փորվածքներում գերերկար ռադիոայլիքների (10—30 կմ) ուսումնասիրությամբ	100

ՀՈՐԵԼՅԱՆԱԿԱՆ ՏԱՐԻԹՎԵՐ

Կոնստանտին Նիկողաևի: Պաֆֆենգոլց (յոթանասունհինգամյակի առթիվ)	102
Լ. Ա. Ավագյան. հոսք հորելյարին.	104
Արմենակ Դևորդի Նադարով (վաթսունամյակի առթիվ)	105

ԳԻՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՐՈՒՍՏՆԵՐԸ

Գ. Ա. Սարգիսյան. Սիրան Տիգրանի Տիգրանյան	106
--	-----