

ՀՄՍՌ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՂԵԳԻԱ

Ս. Հ. Փաբրիեյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ս. Մ. Այվազյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Ս. Ի. Բալասանյան, Ն. Ի. Դոլոխանովա, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ա. Գ. Նազարով, Ն. Կ. Կարապետյան, Ս. Զ. Սիմոնով, Հ. Մ. Վանցյան, Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ա. Ե. Գոչարյան (պատ. խմբագրի տեղակալ)։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, С. М. Абызян, А. Б. Багдасарян, С. И. Бзласанян, Н. И. Долуханова, С. С. Мкртчян, А. Г. Назаров, Н. К. Карапетян, М. З. Симонов, Г. М. Ванцян, Г. И. Тер-Степанян, А. Е. Кочарян (зам. отв. редактора).

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

А. Р. АРУТЮНЯН

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ НЕКОТОРЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СВИТ
СПИТАКСКОГО РАЙОНА

Настоящая статья, в основе которой лежат полевые наблюдения автора, имеет целью показать на фактическом материале интрузивный (частично метасоматический) характер некоторых, широко развитых в Спитакском районе, различных по составу вулканогенных пород, выделяемых до настоящего времени на геологических картах как стратифицированные, эффузивные толщи и свиты (порфиритовая толща турона (?) по К. Н. Паффенгольцу, менсарская и оюхлинская свиты пироксеновых порфиритов, сараланджская свита кварцпорфировых туфобрекчий и др. по П. Л. Епремяну и т. д.).

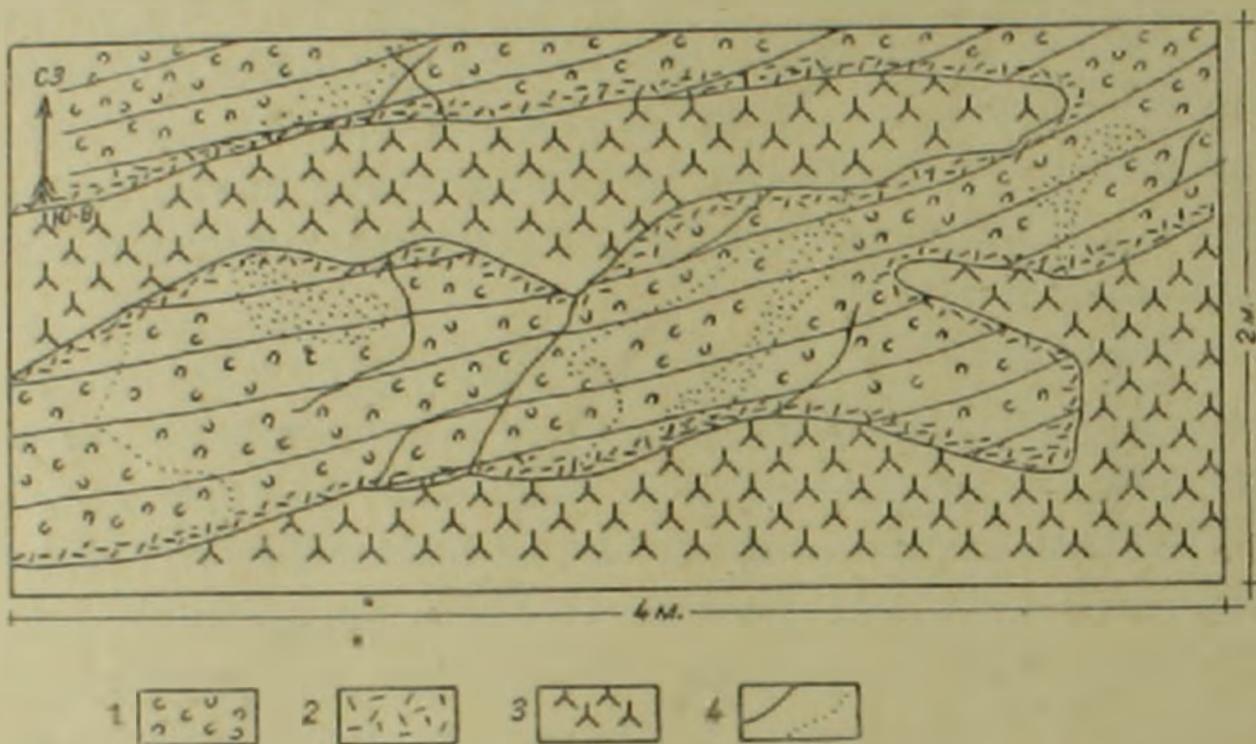
Важно подчеркнуть, что говоря об интрузивном характере указанных пород мы в некоторых случаях имеем в виду только лишь условия их залегания, так как прямые данные указывают на то, что образования эти, большей частью, кроме морфологии, не имеют ничего общего с классическим понятием интрузии (магматического внедрения). Данные эти указывают по-видимому на весьма интенсивные метасоматические процессы, в результате которых отдельные комплексы вулканогенно-осадочных пород переработаны частично или полностью в «интрузивные».

На весьма широкое развитие в геологическом строении Малого Кавказа субинтрузивных пород занимающих определенное место в цикле развития отдельных геосинклинальных эпох (в частности кварцевые порфиры, дациты и др.) впервые обратил внимание К. А. Мкртчян, обосновавший свои выводы богатым фактическим материалом. До этого о грандиозности масштабов субинтрузивного (по К. А. Мкртчяну) магматического процесса даже не предполагалось, имелись лишь отдельные наблюдения на наиболее ярко выраженных образованиях указанного характера.

Предыдущие исследователи, в частности Спитакского района, пытаясь уместить подобные образования в стратиграфические схемы на равных правах с осадочными свитами, не смогли придти к единому мнению относительно их возраста (что при таком подходе и невозможно). Вследствие этого искусственно выделен ряд свит, необоснованно проведены тектонические нарушения и пр. Вопросы эти детально будут освещены нами в дальнейшем. Здесь же приводится обоснование интрузивного и частично, по-видимому метасоматического характера вышеупомянутых «свит».

Остановимся в первую очередь на пироксеновых порфиритах гг. Менсар, Вардаблур и выходов расположенных южнее Спитакского перевала.

В районе г. Вардаблур в поле развития пироксеновых порфиритов, на отдельных участках сохранились свежие или наполовину измененные породы, представленные тонкозернистыми плитчатыми серыми туффитами, туфомергелями и др. Таких участков сравнительно мало, но во всех имеющихся отчетливо видны несогласные залежи пироксеновых порфиритов в указанных породах. Залежи эти окаймляются контактово-измененными туффитами. Контактная порода представляет собой сравнительно массивный туффит в большей или меньшей степени пронизанный тончайшими прожилками пироксена. Основная масса контактовой породы состоит на 40—50% из мельчайшей вкрапленности пироксена (авгита). Прожилки пироксена не подчинены слоистости туффитов и секут последнюю, распространяясь за пределы контактового ореола в глубь вмещающей породы (фиг. 1). Цвет туффитов у контакта почти черный



Фиг. 1. Взаимоотношения пироксеновых порфиритов с туффитами в районе г. Вардаблур (зарисовка). 1. Туффиты. 2. Контактво-измененные породы. 3. Пироксеновые порфириты. 4. Прожилки и вкрапленность пироксена.

в отличие от их нормального серого. Важно то, что такие взаимоотношения ясно видны в туффитах как подошвы, так и кровли порфиритовых залежей.

Вмещающие породы часто так интенсивно пронизаны пироксеновыми прожилками различной ориентации и вкрапленностью пироксена, что на отдельных участках почти ничем уже не отличаются от типичных пироксеновых порфиритов (фиг. 2).

Таким образом, прожилки и вкрапленность пироксена во вмещающих породах являются поздними. Это обстоятельство указывает на эпигенетический характер пироксеновых порфиритов, материнскими породами которых являлись в данном случае туфогены. Очень часты случаи, когда пироксен, проникая по тончайшим капиллярам в туффит или др. породу, образует в ней крупные (до 5—10 см в поперечнике) шлиры и скопления. Процесс подобного замещения туффитов наблюдался нами также в районе г. Менсар, у Спитакского перевала и т. д. Везде он носит одинаковый характер и по мере углубления во вмещающие породы заметно убывает, а затем и вовсе затухает. Возраст описываемых пород на

основании косвенных данных большинством исследователей относится к нижнему палеозою. Не вдаваясь здесь в подробности вопроса укажем, что на наш взгляд нужно говорить о возрасте материнской вулканогенно-осадочной толщи отдельно от возраста более поздних пироксеновых порфиритов. Для определения последнего, точнее верхнего предела (метасоматического (?)) процесса, имеются следующие данные. В районе



Фиг. 2. Туффиты, подвергшиеся интенсивному метасоматозу, г. Вардаблур (фото).

г. Менсар, в контакте с пироксеновыми порфиритами (сам контакт задернован) залегают темно-серые до черного глинистые сланцы, переслаивающиеся с глинистыми известняками и песчаниками. Породы эти залегают под базальным конгломератом коньяка и отнесены предыдущими исследователями к турону. Указанные породы по всей площади развития более или менее интенсивно пронизаны прожилками и вкрапленностью пироксена, а также силловидными телами не вполне оформившихся пироксеновых порфиритов. В вышележащей пачке базальных конгломератов последние отсутствуют, а в конгломерате наблюдаются гальки характерных пироксеновых порфиритов. Это указывает на то, что метасоматические процессы видимо имели место еще в туронское время. Впрочем, возраст глинистых сланцев подлежит уточнению.

Необходимо отметить, что указанный процесс сопровождался также привнесением гидротермами (?) рудных минералов (пирит, халькопирит, гематит). Последние часто проникали по тем же трещинам, что и пироксены и осаждались вместе с последними. Об этом свидетельствует ряд отобранных нами образцов.

Касаясь возраста пород толщи вмещающей залежи пироксеновых порфиритов необходимо отметить следующее. Породы эти слагают верхнепалеозойской, по предыдущим исследователям, свиты (агверанская, апаранская и т. д.). Однако детальное изучение их явно свидетельствует о том, что последние, в отличие от всех других метаморфических образований, вовсе не тронуты процессами регионального ме-

таморфизма — это вполне свежие туффиты, порфириды и пр. Нами совместно с К. А. Мкртчяном в 1960 г. и позже в 1962 и 1963 гг. в базальных конгломератах турона-коньяка долины р. Мармарик и в Спитакском районе были обнаружены гальки различных туфо-порфиритовых пород, а также гальки кварцевых порфиритов, совершенно нетронутые процессами метаморфизма. Обстоятельство это указывает о былом наличии в рассматриваемом районе вулканогенно-осадочной толщи, которая по возрасту должна была занимать стратиграфическое положение в весьма широком интервале времени от эопалеозоя до низов верхнего мела. Предположение о том, что толща эта могла быть целиком размыва является маловероятным. Известно, что породы кварцпорфировой формации в геологическом разрезе Армянской ССР присутствуют лишь в юрских, (частично верхнемеловых) и эоценовых образованиях. Следовательно вышеупомянутые гальки кварцевых порфиритов видимо происходят из мезозойских, предположительно юрских образований. Нами исключается могущая возникнуть мысль о переносе последних из весьма далеко отстоящих мезозойских образований Антикавказской зоны. В 1963 г. в поле развития описываемых «нижнепалеозойских» туфогенов и прорывающих их залежей пироксеновых порфиритов нами встречен ряд участков сложенных кварцевыми порфиритами. Гальки же последних были в обилии найдены в базальном конгломерате верхнего мела в районе с. Памб Армянский.

Приведенное, в известной мере, свидетельствует о принадлежности описываемых пород верхов агверанской свиты к мезозойскому, предположительно юрскому возрасту.

Следующий субинтрузивный цикл, в результате которого также образовались крупные залежи пироксеновых порфиритов, фиксируется в осадочной толще сантона, достигая низов среднего эоцена. Указанные породы выделены под названием оюхлинской свиты пироксеновых порфиритов и отнесены по возрасту к сантону. При обосновании возраста пироксеновых порфиритов часто ссылаются на переслаивание их с известняками и мергелями верхов верхнего мела. Наши наблюдения показали, что все поддающиеся наблюдению выходы пород оюхлинской «свиты» представляют из себя субинтрузивные залежи, о нормальном переслаивании которых с осадочными образованиями не может быть и речи. Кроме того, залежи эти установлены не только в верхах верхнего мела, но и по всему разрезу последнего в Спитакском районе.

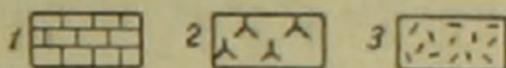
В 1,5—1,9 км к юго-востоку от г. Спитак пироксеновые порфириды слагают в мергелях верхнего мела сложную секущую залежь.

Здесь в контактовом ореоле порфиритов (нижний и верхний контакты) в мергелях отчетливо наблюдаются различные по длине и мощности прожилки пироксеновых порфиритов, затухающие по мере углубления в тело мергелей. Мергели и известняки по всему контакту порфиритов сильно изменены и вблизи залежи очень близки по облику к порфиритам, тогда как в некотором удалении от контакта (от 0,5 до 2—3 м) они приобретают свой нормальный вид. Описываемая залежь на всех ее контак-

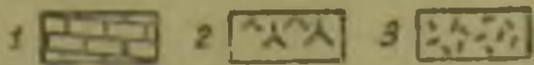
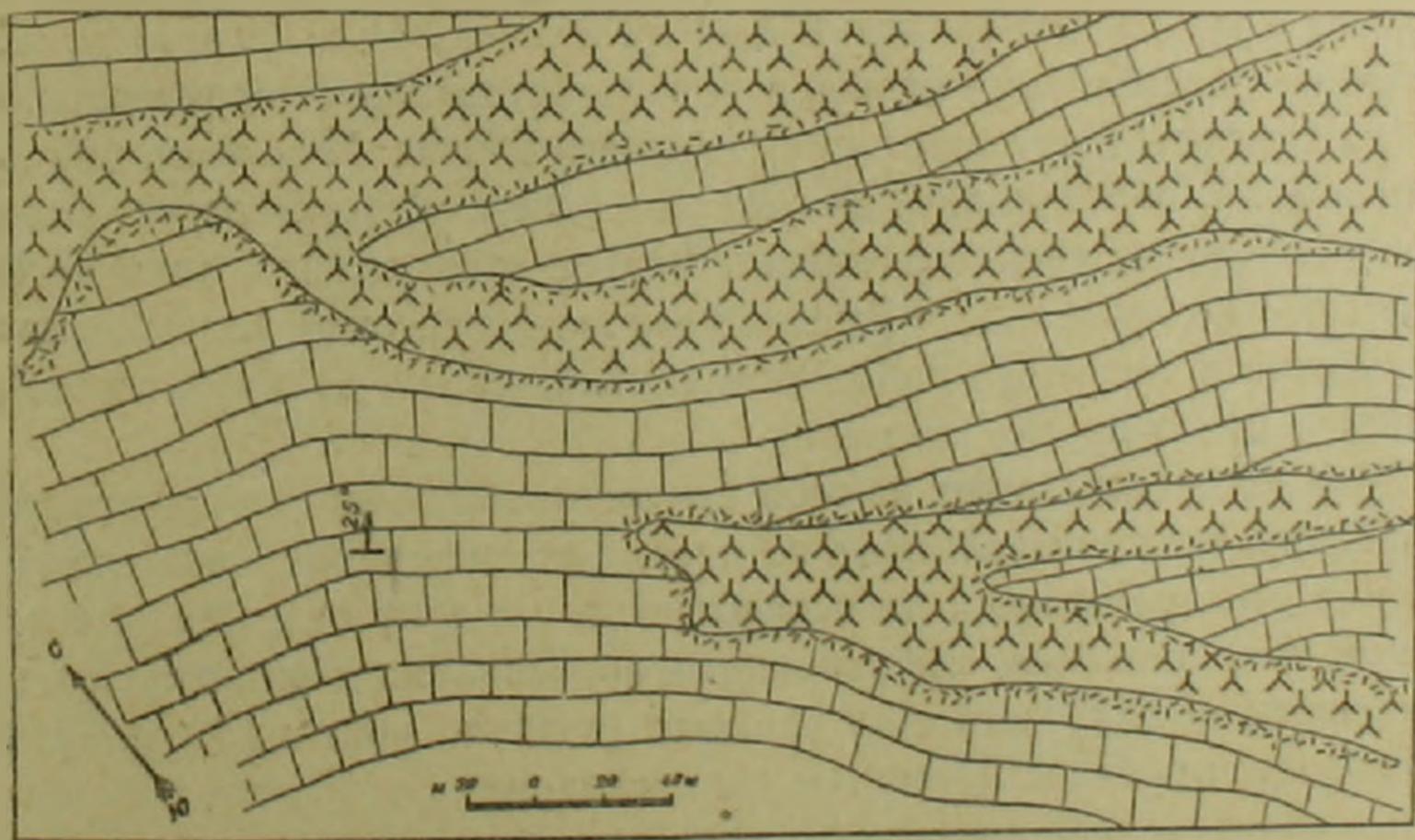
тах отчетливо пересекает слои известняков и мергелей, приобретая местами простирания, параллельные напластованию последних (фиг. 3).

В 1—2 км к северо-западу от с. Курубугаз наблюдается примерно такая же картина. Слои известняков и мергелей по простиранию упираются как в нижний, так и верхний контакты залежей пироксеновых порфиритов. В контактовой части развиты породы, представляющие макроскопически нечто среднее между пироксеновыми порфиритами и мергелями. Породы эти сильно обогащены мельчайшим вкраплением пироксена (фиг. 4). Многочисленные подобные примеры наблюдаются и в пределах крупного Оюхлинского выхода. Можно без преувеличения сказать, что везде, где имеются обнажения, включающие пироксеновые порфириты и вмещающие их породы, при внимательном подходе нетрудно установить интрузивный характер первых. Описываемые пироксеновые порфириты настолько характерны по строению, цвету и пр. признакам, что убедиться в аналогичности пород различных участков весьма нетрудно.

В 700 м к юго-востоку от с. Лернанцк в близмеридиональной ложине, в переслаивающейся толще известковистых песчаников, конгломера-

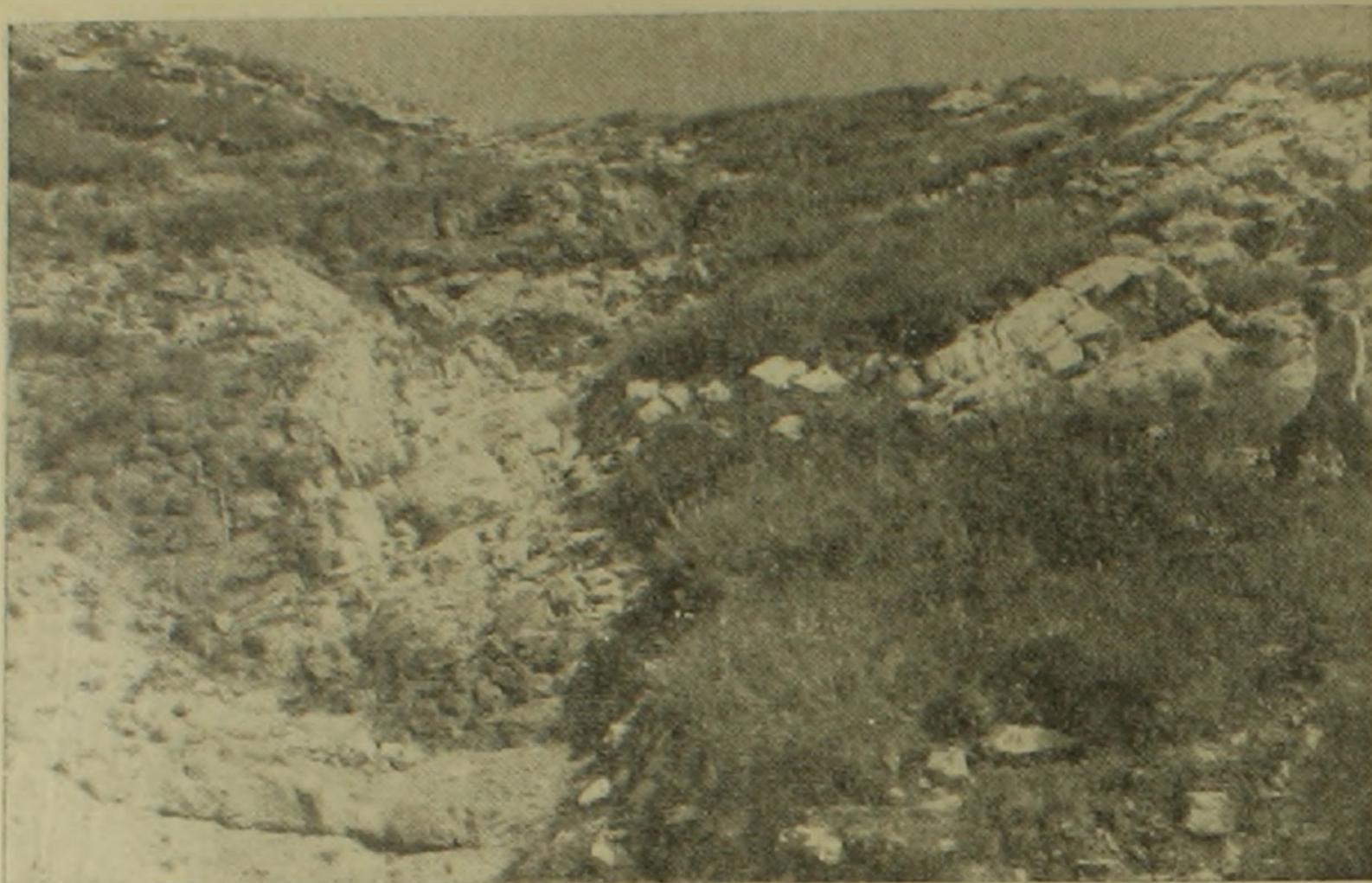


Фиг. 3. Схематическая карта субинтрузивной залежи пироксеновых порфиритов в 1,5 км к Ю. В. от гор. Спитак. 1. Известняки, мергели. 2. Пироксеновые порфириты. 3. Контактные породы.



Фиг. 4. Схематическая карта субинтрузивных залежей пироксеновых порфиритов в известняках верхнего мела в 1,2 км к СЗ от с. Курубугаз. 1. Известняки. 2. Пироксеновые порфириты. 3. Контактный ореол.

тов и известняков (маралдагская свита по Епремяну П. Л.) отмечается несколько секущих залежей пироксеновых порфиритов, одна из которых показана на фиг. 5. Воздействие их на вмещающие породы значительное. Известняки в нижнем и верхнем контакте из светло-серого приобрели почти черный цвет, в них отмечается мельчайшая вкрапленность и тон-

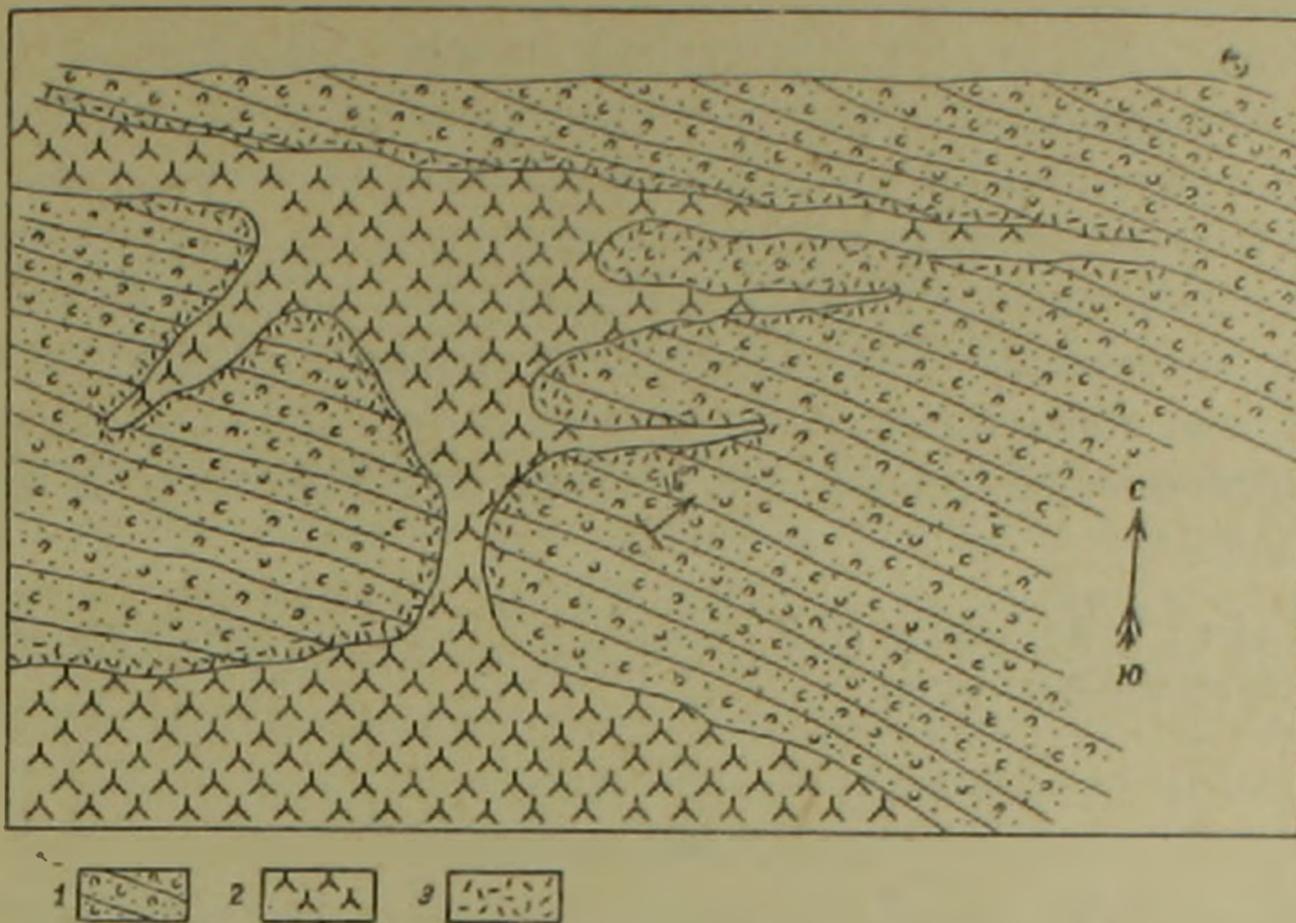


Фиг. 5. Залежи пироксеновых порфиритов (массивное, темно-серое) в карбонатных породах мела (слоистые, белые) в районе с. Лернанцк.

кие, постепенно затухающие прожилки пироксена пироксеновых порфиритов и рудных минералов. В 3—4 км к северу от с. Джарджарис описываемые пироксеновые порфириты воздействовали (с верхнего контакта) на туффиты и туфопесчаники среднего эоцена. При этом, они здесь, по-видимому, образовались за счет замещения конгломератов, залегающих в основании среднего эоцена. Вопрос этот, однако, требует более детальных исследований. Вышеописанное достаточно для обоснования интрузивного характера пород упомянутых «свит», хотя можно было бы привести много других примеров.

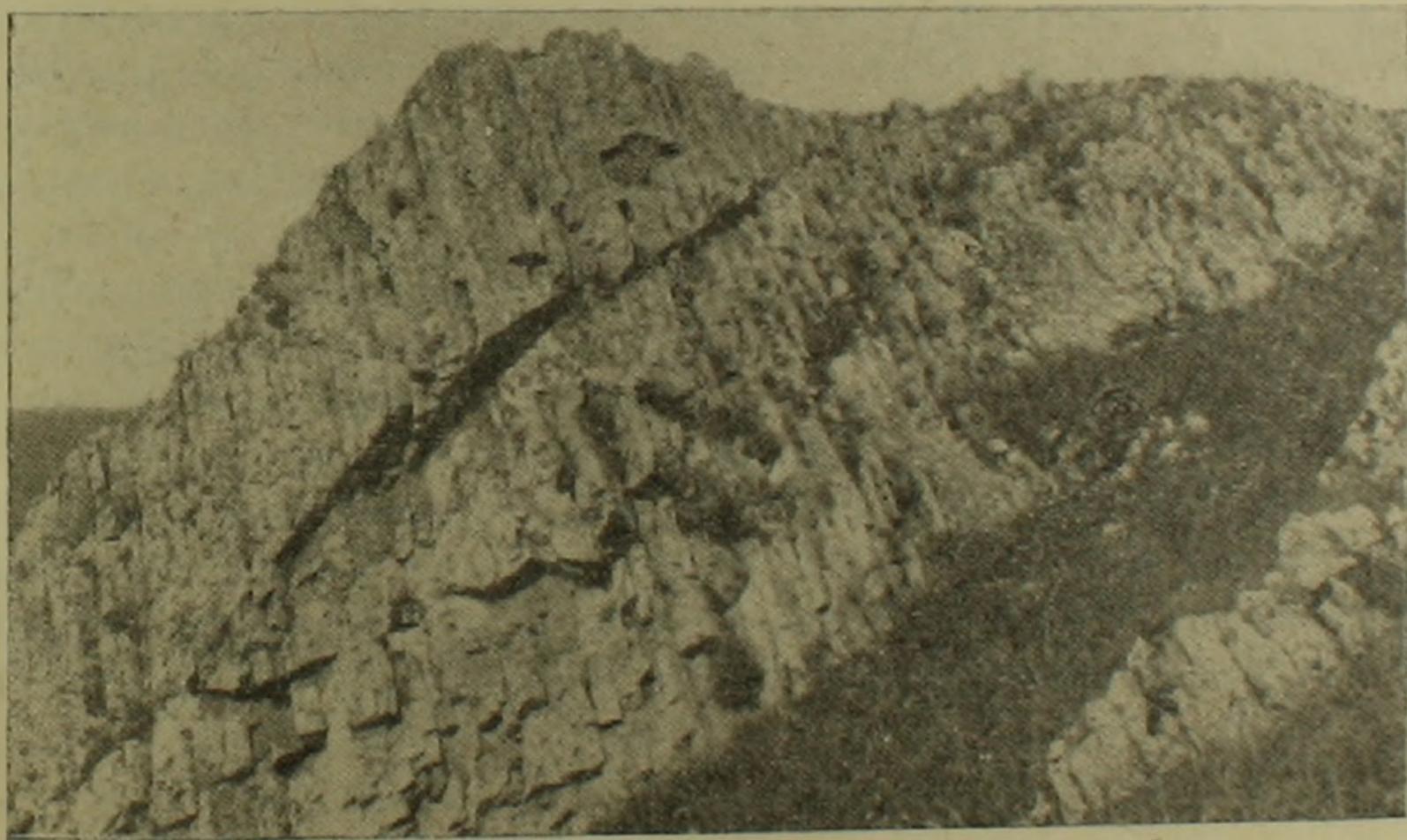
Что же представляют из себя так называемые кварцпорфировые туфобрекчии, также выделяемые на правах статифицированной свиты. Последние осмотрены нами непосредственно к северу от с. Джрашат. На первом же обнажении, где указанные образования контактируют с тонкозернистыми плитчатыми туффитами (верхний контакт!), превосходно наблюдается процесс метасоматоза последних, в результате чего в туффитах образовались залежи (большой частью секущие) пород, называемых кварцпорфировыми туфобрекчиями (фиг. 6). Как выше по разрезу шел этот процесс — мы не располагаем в настоящее время данными, но уверены, что везде породы эти имеют характер метасоматических

залежей. Точно такие образования широко развиты в Иджеванском районе, где они К. А. Мкртчяном выделены под названием иджеванитов [1]. Примерно такого же состава интрузивные залежи установлены нами и в районе с. Чобанмаз и Спитакского перевала (фиг. 7). Последние



Фиг. 6. Туфопесчаники метасоматически замещенные в интрузивную залежь кварцпорфировых туфобрекчий*. К северу от с. Джрашат (зарисовка). 1. Туфопесчаники. 2. Метасоматическая залежь. 3. Контактная зона.

располагаются уже в вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена, занимая довольно большое место в ней. Здесь, от исходных пород-туффитов к интрузивным залежам типа туфобрекчий, наблюдаются перехо-



Фиг. 7. Интрузивная залежь кислого состава с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Северный склон Спитакского перевала (фото).

ды, выраженные как в составе пород (структура, зернистость, цвет), так и в текстуре — главным образом в слоистости. Местами видны каналы, являющиеся по отношению к вмещающим породам почти перпендикулярными в отличие от самих залежей, обычно расположенных параллельно слоистости.

Приведенный материал показывает какое существенное место занимают субинтрузивные и метасоматические залежи различного состава в геологическом строении района. Образование их, по-видимому, вызвано специфическим тектоническим положением района приуроченного к длительно развивающейся структуре бортов мезозойского и палеогенового геосинклинальных прогибов (проницаемая зона). Кроме того, с каждым из отдельных интрузивных циклов отмечается тесная связь определенной рудной минерализации. Эти вопросы требуют более детальных исследований.

УГ и ОН при СМ Армянской ССР
Комплексная экспедиция

Поступила 10.VIII.1963.

Ա. Ռ. ՀԱՐՈՒՅՈՒՆՅԱՆ

ՍՊԻՏԱԿԻ ՇՐՋԱՆԻ ՈՐՈՇ ՀՐԱԲԵԱՄԻՆ ՇԵՐՏԱՆՄԲԵՐԻ ԲՆՈՒՅԹԻ ԱՌԹԻՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Դաշտային դիտումների հիման վրա հեղինակը ապացուցում է Սպիտակի շրջանում տարածված պիրոքսենային պորֆիրիտների ինտրուզիվ և մետասոմատիկ բնույթը, որոնք մինչև այժմ եղած երկրաբանական քարտեզների վրա առանձնացվում են, որպես ստրատիֆիկացված էֆուզիվ հաստվածքներ և շերտախմբեր (Մեն-սարի, Սյուխլիի և այլն):

Համաձայն հեղինակի դիտումների նշված ապարները առաջացել են հրաբխածնա-նստվածքային և նստվածքային մայր ապարներում տեղի ունեցած սուբինտրուզիվ ներդրումների և ինտենսիվ պիրոքսենային մետասոմատոզի հետևանքով: Մայր ապարների նկատմամբ վերջիններս հանդիսանում են էպիգենետիկ առաջացումներ:

Հեղինակի տվյալներով այդպիսի մետասոմատիկ զոյացումներ են հանդիսանում նաև այսպես կոչված քվարցպորֆիրային տուֆոբրեկչիաները և կազմով նրանց մոտիկ միջին էոցենի հրաբխածնա-նստվածքային հաստվածքում եղած առաջացումները: Ցույց տրված բոլոր ապարներն առաջացել են մի քանի տարբեր հասակի սուբինտրուզիվ և մետասոմատիկ պրոցեսների ցիկլերի հետևանքով, տեղաբախշված են նստվածքային և հրաբխածնա-նստվածքային հաստվածքների տարբեր որիզոններում և չեն կարող հանդիսանալ ինքնուրույն ստրատիֆիկացված միավորներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., № 4, 1962.

ЛИТОЛОГИЯ

Р. А. МАНДАЛЯН

О СИЛИЦИТАХ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
 СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Области проявления подводного вулканизма характеризуются специфическими геохимическими процессами, приводящими к накоплению своеобразных пород. К их числу прежде всего относятся яшмы, яшмовидные силициты и другие кремнистые породы, которые нередко являются составной частью вулканогенно-осадочных формаций геосинклинальных областей. В этих условиях процессы кремнеобразования проходят иногда настолько интенсивно, что объемы кремнистых пород и синхронного лавово-пирокластического материала оказываются соизмеримыми величинами [3]:

Верхнеюрские отложения (оксфорд-кимеридж) изучаемой области являются одним из таких примеров парагенетической связи и приуроченности кремнистых пород к эпохам интенсивных подводных изменений.

Тесная пространственная связь и перемежаемость осадочных толщ (главным образом карбонатных пород, которые вмещают подавляющее большинство кремнистых образований) с лавово-пирокластическим материалом, неоднократные переходы между ними, вплоть до полного замещения первых вторыми, — вот основные черты геологического строения рассматриваемых отложений.

Продукты вулканической деятельности представлены массивными и шаровыми лавами, сложенными диабазовыми миндалекаменными порфиритами, их аналогами, переходными в спилиты, авгитовыми порфиритами, в разной степени испытавшими зеленокаменное изменение. Многие разновидности пород характеризуются процессами альбитизации плагиоклаза, проявляющимися с неодинаковой интенсивностью.

Наряду с лавами широким развитием пользуются вулканокластические породы — шлаковые агломераты, шлаковые витрокластические и другие туфы, спекшиеся туфы, туффиты.

Отмечаются прослои и пачки эпикластических пород — вулканических брекчий, конгломератов, конглобрекчий, микробрекчий состава отмеченных выше лавовых разновидностей.

Наличие кремнистых известняков и кварцитов впервые было отмечено К. Н. Паффенгольцем [4] в районе сс. Нижний Агдан — Енокаван. Основываясь на наличии туфобрекчий подстилающих толщу известняков, а также присутствии в последних туфогенного материала, К. Н.

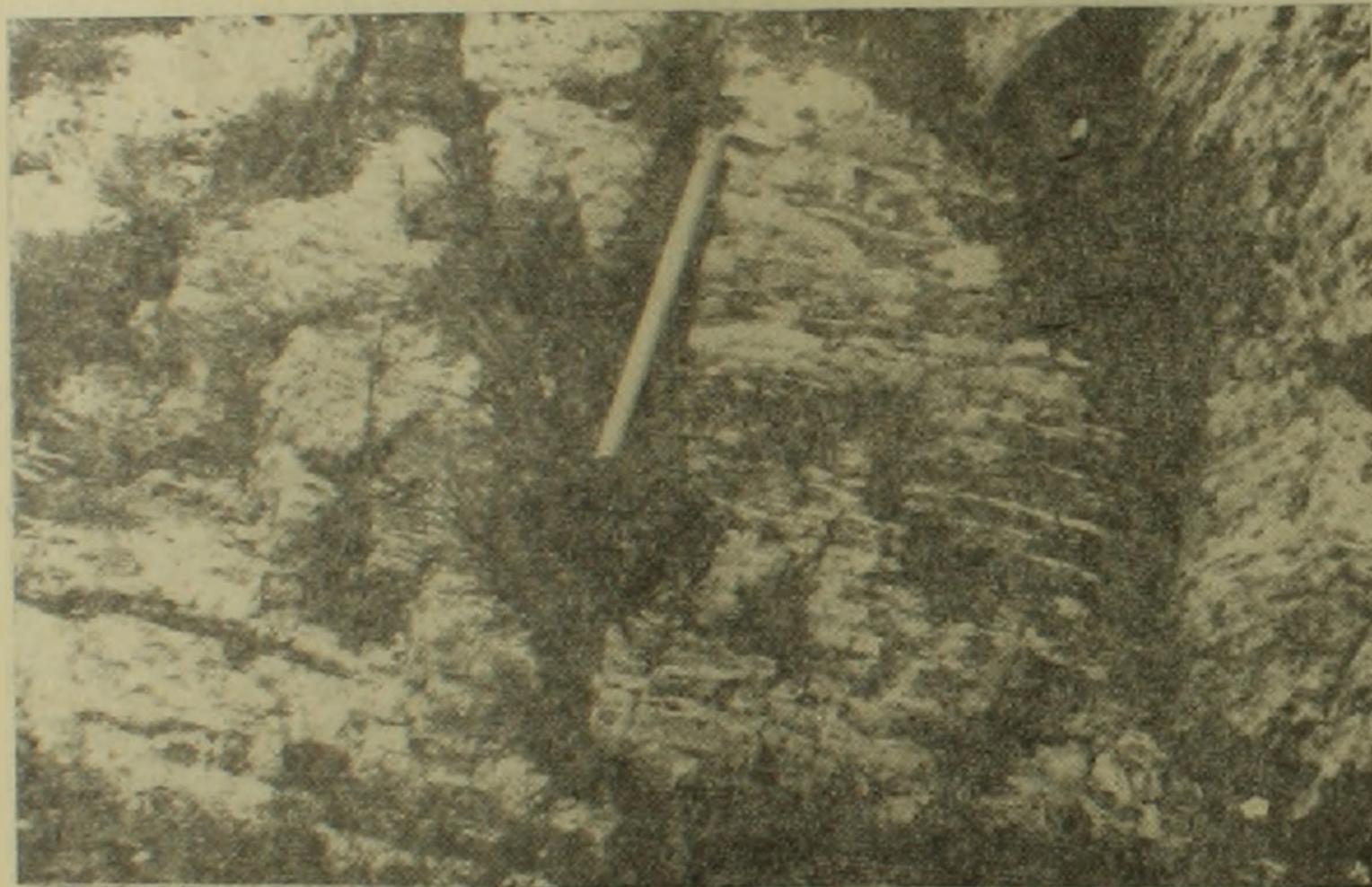
Паффенгольц приходит к выводу о существовании в бассейне подводных вулканических центров, эманации которых служили источником кремнезема.

Согласно А. Т. Асланяну [1] кремнистые породы Иджеванского месторождения кварцитов образовались путем метасоматического замещения карбонатных пород гидротермальными растворами, выделенными невскрытым криптобатолитом. Несколько позже [2] А. Т. Асланян отметил также наличие кремнистых пород осадочного происхождения.

В процессе исследования верхнеюрского эффузивно-осадочного комплекса кремнистые породы были прослежены и изучены автором на значительной территории, протяженностью более 60 км от Иджеванского хребта до бассейна р. Хндзорут.

В основу приведенного подразделения кремнистых пород принят морфологический признак, поскольку сочетание макротекстурных особенностей с петрографическим составом позволяет полнее осветить генетическую сторону вопроса.

I тип. Кремнистые породы небольшой мощности, ритмично переслаивающиеся с кремнисто-карбонатными породами. Они образуют



Фиг. 1. Кремнистые образования I типа.

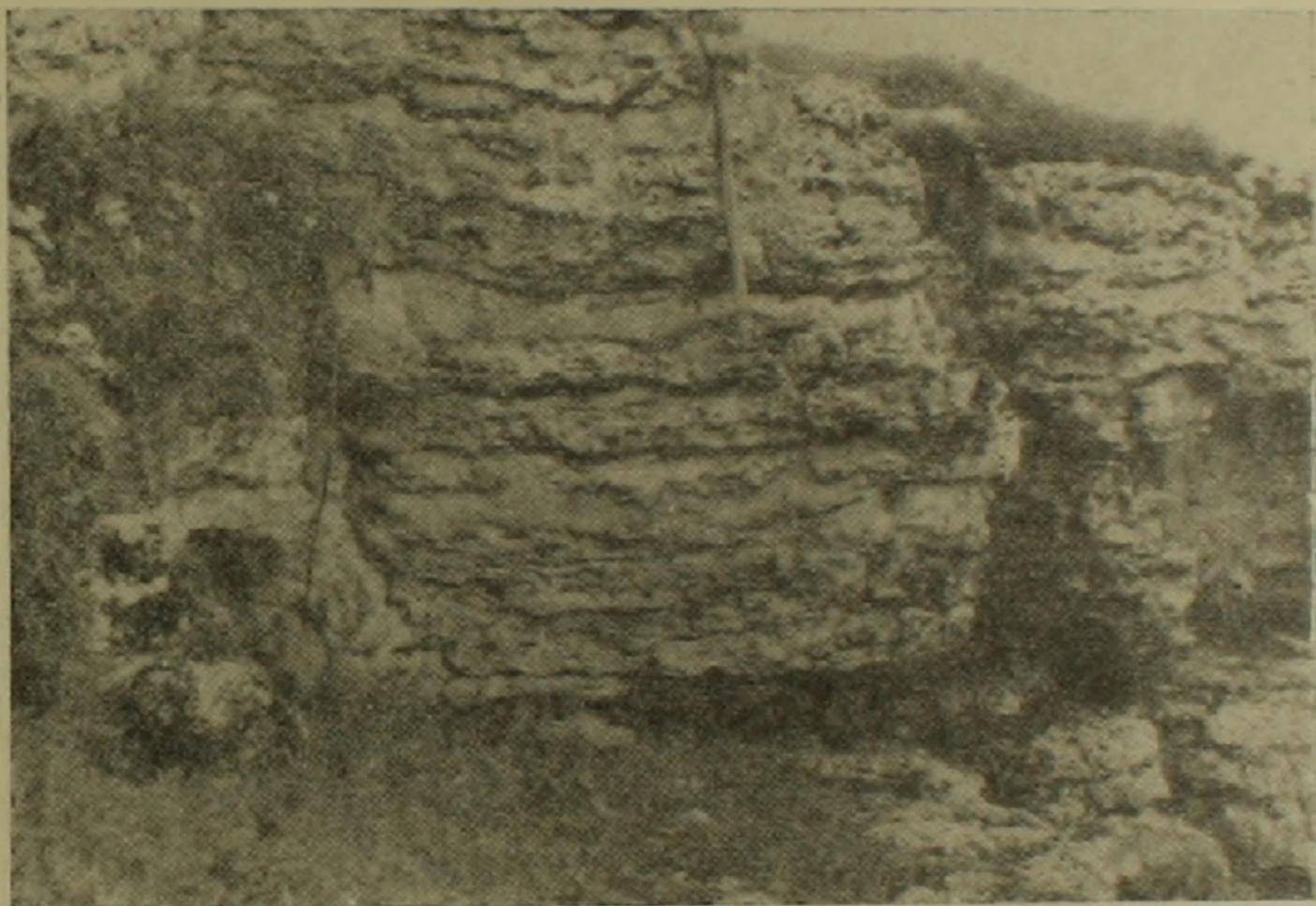
своеобразное построение, в котором каждый ритм состоит из двух компонентов.

а) Серого, темно-серого силицита, состоящего на 97—99% из SiO_2 и имеющего четко выраженную параллельную слоистость. Мощность 5—6 см, реже 8—10 см. Порода слагается агрегатами микро и криптозернистого халцедона и кварца с редкими следами губок и радиолярий. Наблюдаются мелкие точечные выделения глинистого вещества, имеющие видимо пепловое происхождение.

б) Серых, светло-серых кремнисто-карбонатных пород несколько большей мощности — 10—14 см.

В шлифах видно, что порода состоит из микрозернистого халцедона (с примесью кварца) и известкового материала. В массе кремнезема хорошо различаются спикулы губок с хорошо сохранившимися канальцами. В отдельных случаях количество спикул так велико, что порода может быть названа спонгилитом. Известковый материал представлен детритом, состоящим из остатков криноидей, морских ежей, нередко окремнелых. Общая мощность ритма составляет 15—20 см. В одном обнажении насчитано 18 таких ритмов при общей мощности пачки—3,8 м. Кремнистые образования описанного типа прослеживаются по простиранию на 70—80 м.

II тип. Серые, иногда с розоватым оттенком линзовидной формы силициты, ориентированные по слоистости. Они содержат сгустки карбонатного материала, отростки во вмещающие их доломиты и известняки. Мощность различная: 8—10 см до 0,5 м, иногда до 1 м. Несмотря на невыдержанность по простиранию каждого отдельного образования, они нередко образуют полосу распространения кремнистых пород, состоя-



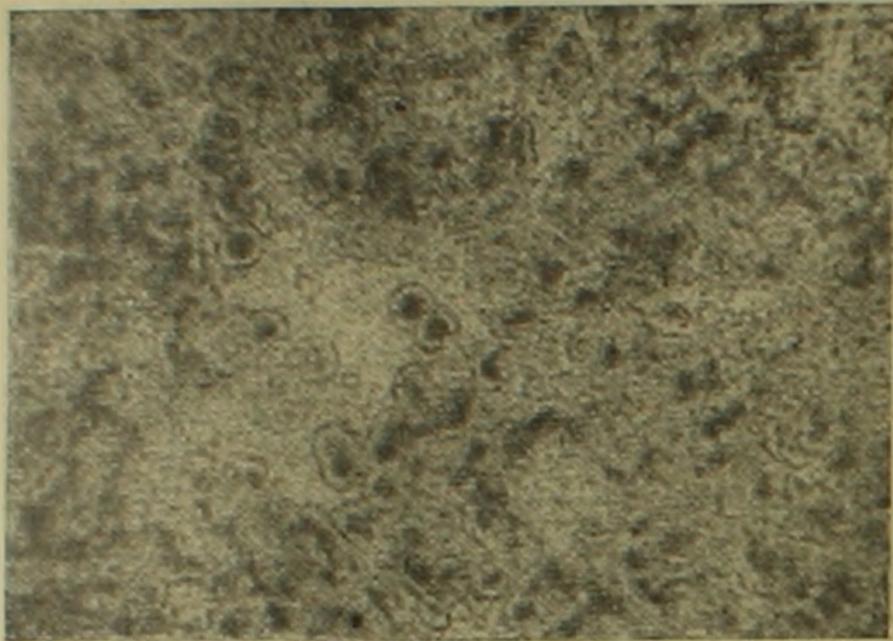
Фиг. 2. Кремнистые образования II типа.

щую из близко прилегающих друг к другу коротких линз. Она прослеживается по простиранию на десятки, иногда сотни метров. Поскольку устойчивость выветриванию у карбонатов и силицитов резко различная, то при интенсивном ходе этого процесса кремнистые линзы выступают над поверхностью пласта. В силицитах с значительным содержанием мелких сгустков карбонатных пород аналогичные процессы приводят к образованию вторичной пористости, кавернозности.

Под микроскопом видно, что порода состоит из халцедона и кварца с неоднороднозернистой структурой.

Ввиду различной степени раскристаллизации на отдельных участках образуются более крупные листовидные сгустки, сложенные кварц-халцедоновым агрегатом.

Весьма характерно наличие округлых телец, имеющих четко выраженное радиально-лучистое, реже concentрическое строение. Ядра таких



Фиг. 3. Сферолиты — продукты раскристаллизации опалового геля в силиците. Шлиф увел. 80, ник. 1.

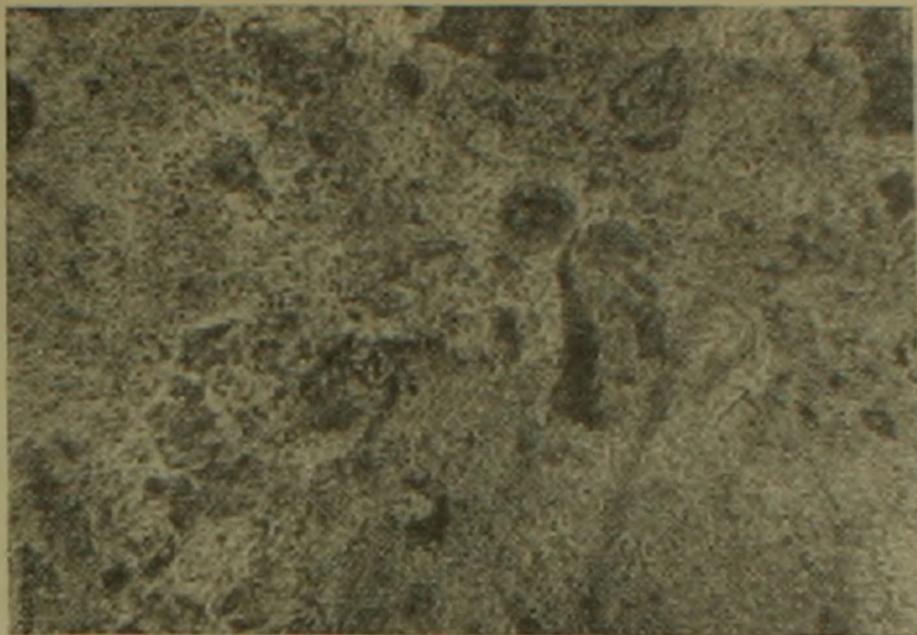
сферолитов выполнены темнобурым пигментирующим веществом. Размеры сферолитов — 0,03—0,2 мм. Неорганическая природа таких образований не вызывает сомнения — это глобулы первично выпавшего геля, в дальнейшем раскристаллизованного в халцедон и кварц.

Нередко силициты описываемого типа нацело слагаются такими образованиями.

В гораздо меньшем количестве отмечаются овальные тела с реликтами первичного сетчатого строения и зубчатостью, т. е. признаками позволяющими предполагать наличие кремнеобразующих организмов. Ими могли быть радиолярии или диатомовые водоросли. Спикуловая природа таких телец менее вероятна, так как в таком случае наряду со сферами должны были наблюдаться иглы и палочкообразные формы, представляющие продольный срез спикулы.

III тип. Линзовидные прослой с небольшими раздувами и пережимами. Мощность таких силицитов небольшая 10—15 см, по простиранию они прослеживаются на 40—50 м. Отдельные разновидности кажутся желваковыми образованиями, но при детальном осмотре оказывается, что желвакоподобные тела, расположенные недалеко друг от друга, соединены тонкими цепочкообразными отростками. В известняках и доломитах, вмещающих описываемый тип, часто отмечаются прослой разложенного пеплового материала, нередко преобразованного в монтмориллонитовые глины. Под микроскопом порода аналогична силицитам II типа, отличаясь от них содержанием небольших сгустков органогенного известняка и редких ромбоэдров доломита. Сферолиты, халцедона

здесь имеют одновременно четко выраженное концентрическое строение, выраженное наличием 5—6 (до 8) тонких оболочек. В массе кремнезема



Фиг. 4. Криптозернистый силицит с редкими, плохо сохранившимися радиоляриями. Темный рогульчатый агрегат в центре — реликт пепла. Шлиф увел. 45, ник. 1.

иногда сохраняются реликты, сильно разложенного пеплового материала, превращенного в глинистое вещество.

Изредка отмечаются спикулы губок и радиолярии (?).

IV тип. Желваковые образования

Они пользуются широким распространением. По разрезу распределены неравномерно, а в отдельных горизонтах образуют обильные скопления. Форма различная — округлая, амебовидная, рогульчатая с бугристой поверхностью. Размеры от 1—2 до 7—8 см.

У с. Лусадзор в толще доломитов встречаются кремнистые желваки псевдоконгломератовой макротекстуры. Это округлые образования небольших размеров от 2—3 до 8—10 см, внешне напоминающие гальки совершенной окатанности. С увеличением размеров округлые тела приобретают менее правильную форму и зазубренную поверхность. Желваковые образования под микроскопом обнаруживают те же черты, что и кремнистые породы III типа — слагаются в различной степени раскристаллизованными агрегатами кварц-халцедонового состава. Иногда в них отмечаются спикулы губок и радиолярии (?).

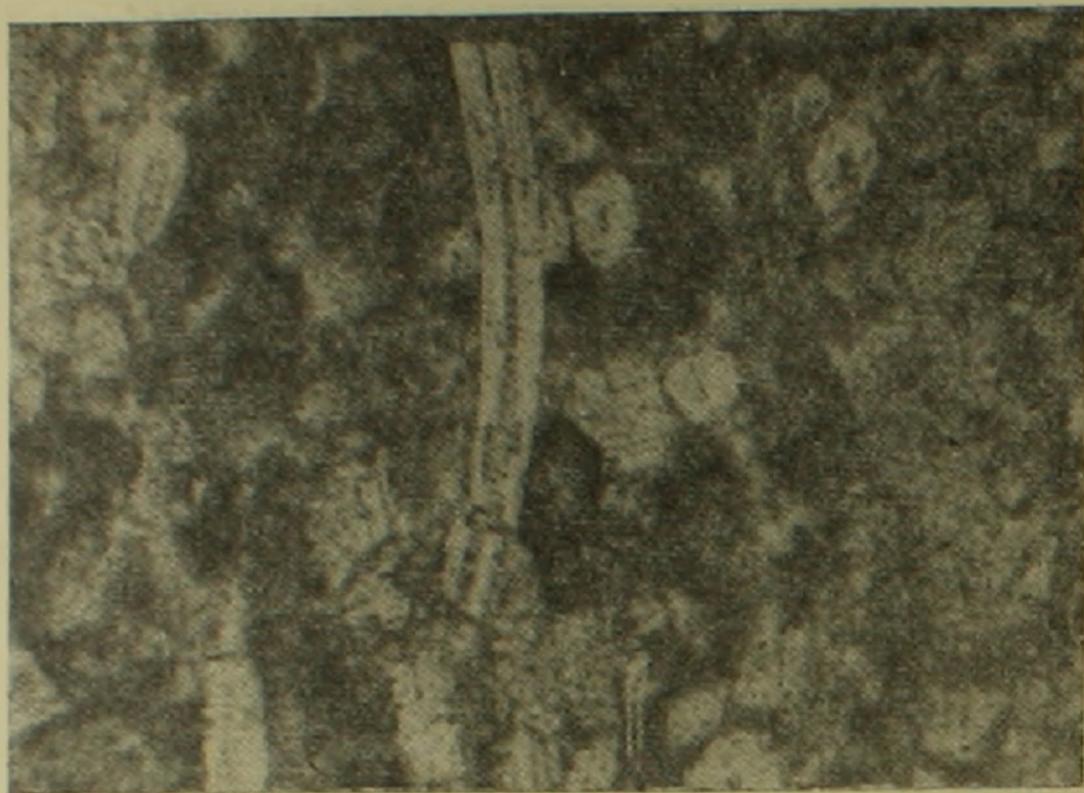
В желваках псевдоконгломератовой текстуры преобладает микрозернистый кварц мозаичного строения.

V тип. Спикуловые известняки

Под этим названием описываются известняки, содержащие спикуловый кремнезем. Макроскопически это плотные, очень крепкие, мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета. Излом песчаниковидный.

Порода слагается спикулами губок (10—35%), сложенными микро-

и среднезернистым халцедоном, часто раскристаллизованным в кварц, и известковым материалом. Размеры спикул варьируют в широких пределах. Диаметр — 0,04—0,05 мм до 0,4 мм. Длина 0,2—0,3 мм, чаще 0,5—



Фиг. 5. Спикуловый известняк. Шлиф увел. 45, ник. 1.

0,8 мм, а отдельные крупногольчатые разновидности достигают величины 1,5—2 мм. Карбонатный материал представлен неокатанными обломками члеников криноидей, темными комочками синезеленых водорослей; реже встречаются кораллы, мшанки, фораминиферы. Отмечаются обломки эффузивных пород. В них наблюдаются изменения, выражающиеся в ожелезнении стекловатого базиса, развитии по нему аморфного кремнезема, пелитового вещества.

В породе встречаются опализированные реликты рогульчатых агрегатов, видимо являющиеся продуктом перерождения вулканического пепла. В них отмечаются небольшие бледно-зеленые агрегаты хлорита. Наличие кремнистых губок — очень характерное явление для всех типов верхнеюрских известняков.

Обобщая приведенные данные можно отметить:

Халцедон и кварц являются основными компонентами силицитов. Опал редко встречается в виде самостоятельных скоплений и обычно образует небольшую примесь. Изредка отмечается минерал волокнистого строения, который, однако, при одном никеле неотличим от опала. Такие свойства характерны для люссатита. Таким образом, изучаемые силициты можно назвать халцедоново-кварцевыми.

В таблице 1* приводятся результаты химических анализов силицитов.

По данным спектральных полуколичественных анализов (12 проб) в силицитах присутствует бор, с содержанием до 0,01%.

* Анализы выполнены в следующих лабораториях: 613 — Упр. геол. и ОН при СМ Армянской ССР, 366, 613 — ИГН АН Армянской ССР, 392, 393, 716 — НИГМИ. В образцах 613, 613а, 366 щелочи определены методом пламенной фотометрии.

Таблица 1

Наименование	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Сумма
Силицит	613а	99	сл.	0,7	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	0,01	—	н. о.	99,84
Силицит	366	96,36	0,02	1,96	н. о.	н. о.	1,08	0,38	н. о.	0,04	0,04	0,85	0,04	100,77
Силицит	613	96,34	0,02	1,73	н. о.	н. о.	0,75	0,38	н. о.	0,04	0,03	0,18	0,07	99,54

Наименование	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO ₂	Na ₂ O + K ₂ O	п.п.п.	—H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Силицит	392	88,85	сл.	0,60	н. о.	н. о.	4,55	0,75	0,01	0,39	3,81	0,07	0,10	99,43
Силицит	393	96,28	сл.	0,49	н. о.	н. о.	0,81	1,05	сл.	0,21	0,79	0,10	0,11	99,96
Силицит	716	97,85	сл.	0,54	н. о.	н. о.	0,42	1,52	сл.	0,39	0,70	н. о.	0,11	100,3

Примечание: Каждый проанализированный образец представляет среднюю пробу, отобранную из следующих типов описанных силицитов: 613а—I тип, 366, 613—I тип, 393, 716—II тип, 393—IV тип.

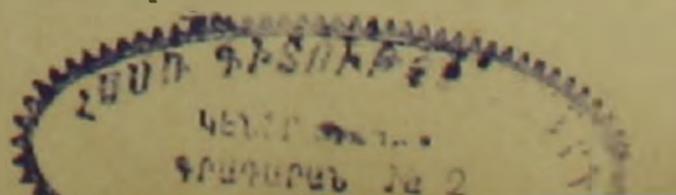
О генезисе силицитов

Наличие в силицитах небольшого количества породообразующих кремнистых организмов свидетельствует об участии последних в процессе осаждения кремнезема. Однако масштабы этого процесса (если исходить из современного облика силицитов в шлифах) были незначительными. С учетом процессов обезвоживания, уплотнения, дальнейшей раскристаллизации и перераспределения, в результате которых часть раковин могла раствориться, можно предположить несколько большую роль биогенного способа осаждения.

Тем не менее, ведущая роль в образовании силицитов принадлежала химическому осаждению. Представление о неорганической природе основной массы рассматриваемых силицитов хорошо увязывается с их микроструктурными особенностями — наличием сферолитов. Такие образования, возникающие при раскристаллизации первоначально выпавшего гелеобразного опалового осадка, являются основным микроструктурным компонентом верхнеюрских силицитов.

По-видимому, состояние резкой недосыщенности SiO₂, характерное для водоемов при нормально-осадочном процессе, может быть быстро устранено в областях активного подводного вулканизма. Обогащение вод SiO₂ за счет вулканических процессов может привести к его избыточному содержанию, а затем и непосредственному осаждению гелеобразного осадка. Именно такой способ образования кремнезема отмечают Н. М. Страхов [6], Краускопф (1959), К. К. Зеленов (1963) и И. В. Хворова [8].

В генетическом отношении значительный интерес представляют кремнистые породы I типа. В них силициты (компонент «а» ритма), представленные микрозернистыми кремнеземом с редкими радиолярными и спикулами, переслаиваются с карбонатно-кремнистыми породами, бук-



важно переполненными спикулами. Такое сочетание говорит о тех моментах в процессе кремненакопления, когда поступление SiO_2 достигает максимума и химическая садка подавляет биогенную. Последующее выпадение в осадок аутигенного кремнезема приводит к временной недосыщенности, при которой больших масштабов достигает биогенный способ осаждения.

Такая смена происходит неоднократно и в разрезе фиксируется в виде описанного выше ритмичного построения. Она свидетельствует о периодическом поступлении в бассейн больших масс кремнезема.

Для некоторой части кремнистых желваков важную роль могли играть диагенетические изменения. В известняках, вмещающих желваковые образования, иногда наблюдаются интенсивно выраженные процессы кальцитизации первоначально кремнистых губок и, наоборот, окремнение первично кальцитовых организмов. Эти изменения могут свидетельствовать о растворении и перераспределении спикулового кремнезема, т. е. типичных диагенетических процессах, с которыми может быть связано образование некоторой части желваков.

Генетическая связь кремнистых пород с подводными изменениями отмечалась многими исследователями, но тем не менее в этом вопросе много неясного. Так, по-разному оценивается роль различных факторов вулканизма в общем балансе кремнистых пород или иными словами соотношение между кремнеземом, образующимся в период изменения лав, поступления пирокластов и подводной фумарольно-гидротермальной деятельности.

Одни исследователи объясняют обилие кремнистых пород интенсивной фумарольной подводной деятельностью, другие считают, что основная масса кремнезема поступает в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластического материала с морской водой.

Вопрос о пространственном соотношении эффузивной деятельности и кремнеобразования в изучаемых образованиях осложняется тем обстоятельством, что верхнеюрский вулканизм пока еще слабо изучен.

Наблюдения, проведенные автором, показали, что на участках сплошного распространения лав с небольшим количеством пирокластов силициты не образуют значительных скоплений, а нередко отсутствуют.

В случае переслаивания лав с мощными линзами известняков и доломитов роль силицитов повышается, но они присутствуют главным образом в виде желваковых образований, залегающих исключительно в карбонатных породах. Максимальное содержание кремнистых пород наблюдается в тех участках, где разрез слагается преимущественно карбонатными породами (доломитами, известняками и их промежуточными разновидностями) с прослоями и пачками туфов, туффитов. Такие участки расположены на небольшом удалении (20—25 км) от области интенсивной вулканической деятельности.

Наконец, в некоторых разрезах, сложенных исключительно карбонатными породами (мощными линзами биогермных, органично-детри-

товых и обломочных известняков, изредка доломитизированных) вулканический материал вообще отсутствует.

Однако небольшие кремнистые линзы и желваки встречаются и на таких участках.

Таким образом, можно отметить две основные тенденции в условиях кремнеобразования.

1. Явное тяготение кремнезема к карбонатным породам. Именно в них концентрируется подавляющая часть силицитов, примерно 90%.

2. Увеличение интенсивности кремнеобразования по мере небольшого удаления от областей распространения лав, являющихся центрами излияний. Объяснение этому явлению следует искать в самой специфике подводных излияний, для которых весьма характерно распространение продуктов вулканизма за пределы зоны непосредственного излияния.

Кроме описанных типов осадочного кремнезема в карбонатных породах отмечается вторичное окремнение. Явление это связано с метасоматическим замещением карбонатных пород и приурочено к участкам наиболее активной вулканической деятельности. В большинстве случаев окремнению подвергаются крупные органогенные фрагменты и в меньшей степени цемент.

Можно предположить, что гидротермальный процесс, вызывающий такое окремнение пород, связан с воздействием поствулканических газо-гидротерм, циркулирующих в рыхлых, еще не литифицированных осадках.

В пользу этого может говорить явление интенсивной опализации в переслаивающихся с окремнелыми известняками туффитах.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 13.IX.1963.

Ռ. Ա. ՄԱՆԴԱԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ՄԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ՅՈՒՐԱՅԻ
ԿԱՅԾՔԱՐԱՅԻՆ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ստորջրյա հրաբխականության շրջանները բնորոշվում են հետաքրքիր գեոքիմիական պրոցեսներով, որի հետևանքով առաջանում են յուրահատուկ ապարատեսակներ, ինչպես օրինակ՝ հասպիտները: Հայկական ՍՍՌ-ի հյուսիսային մասի վերին յուրայի նստվածքները հանդիսանում են այդպիսի պարագենետիկ կապի մի օրինակ: Ինտենսիվ հրաբխային գործունեությունը վերը նշված նստվածքներում հանգեցնում է վերին յուրայի (օքսֆորդ-կիմերիջ) ավազանի ջրերի հարստացման սիլիցիումով, որի հետևանքով սկսվում է մեծ մասշտաբով սիլիցիային նստվածքների կուտակում: Նստեցումը կատարվել է Երկու ուղղությամբ՝ բիոքիմիական և քիմիական, որի շնորհիվ առաջացել են հասպիտանման սիլիցիտներ:

Նշելով մակրոտերստուրային առանձնահատկություններից, պետրոգրաֆիական կազմից և ուրիշ առանձնահատկություններից, որոնք արտացոլում են

առաջացման պայմանները, մեր կողմից առանձնացվում են հինգ տեսակի սիլիցիային ապարներ: Դրանք են՝

1. Փոքր հզորության սիլիցիային շերտեր, որոնք ութմիկ շերտավորվում են սիլիցիա-կարբոնատային ապարների հետ: Այդպիսի գոյացումները հիշեցնում են երկկոմպոնենտ ֆիշներ:

2. Սիլիցիային առաջացումներ սպանյակների ձևով:

3. Փոքր, ոչ կայուն հզորության սպանյականման ենթաշերտեր:

4. Կոնկրեցիոն առաջացումներ:

5. Սպոնգոլիտներ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Иджеванское месторождение кварцитов. Изв. АН АрмССР, № 4, 1945.
2. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.
3. Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. Сб. Вопросы минералогии осадочных образований, книга 3 и 4. Изд. Львовского университета, 1956.
4. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рр. Дебет-чай и Акстафа-чай. Тр. Всесоюзного геол. разв. объедин. Вып. 353, 1934.
5. Петрова М. А. Вулканизм и проблема образования силицитов. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962.
6. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
7. Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР, серия геолог., № 4, 1954.
8. Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологических формаций. Вулканоогенно-осадочные и терригенные формации. Изд. АН СССР, 1963.

ТЕКТОНИКА

С. А. ЗОГРАБЯН, С. С. МКРТЧЯН

О ВОЗРАСТЕ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ
НА АХТАЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

За последние годы нами были проведены детальные исследования на Ахтальском полиметаллическом месторождении, давшие новый материал об условиях формирования месторождения и пространственного размещения в его пределах оруденения.

Несмотря на длительное время изучения и значительную разработанность месторождения, ряд вопросов его генезиса, как известно, остается все еще не решенным и спорным.

С ними связаны в свою очередь вопросы оценки перспектив месторождения и определения направления дальнейших геолого-разведочных работ.

Трудность оценки перспектив месторождения, выбора методики, объема и направления геолого-разведочных работ, помимо нерешенности некоторых генетических вопросов, обусловлена также относительно небольшими размерами рудных тел, значительной их пространственной разобщенностью, наличием мощной толщи вулканогенных образований, перекрывающих рудовмещающие породы.

В настоящей статье приводятся некоторые данные о возрасте дизъюнктивных нарушений, развитых на месторождении, об их роли в процессе рудообразования. Эти данные основаны на материалах детального изучения структурных элементов месторождения и выяснения их взаимоотношения с оруденением и изучения первичного ореола рассеяния металлов у известных рудных тел.

Структурное положение Ахтальского полиметаллического месторождения определяется его нахождением на северо-восточном полого (10—15°) падающем крыле крупной Алавердской антиклинали.

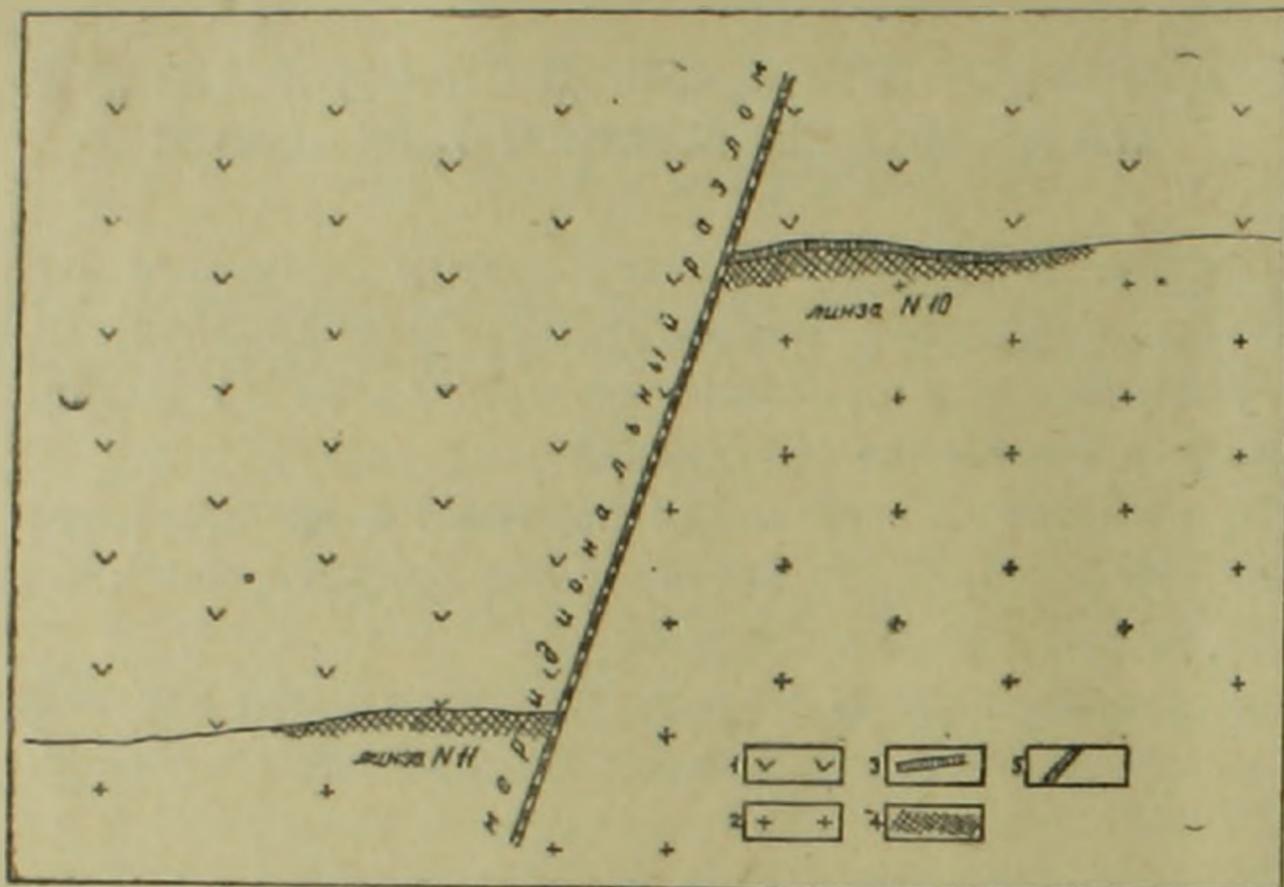
Участок месторождения является частью более обширного рудного поля, включающего, помимо Ахталы, Алавердское и Шамлугское месторождения и находящиеся между ними многочисленные рудопроявления.

Широко развиты на месторождении крутопадающие разрывные нарушения близмеридионального направления, имеющие в основном сбросовый характер, и нарушения близширотного простирания. В результате движений по этим нарушениям участок месторождения был расчленен на отдельные ступенчато расположенные блоки. Самым крупным из этих разрывных нарушений является проходящий в центральной части место-

рождения сброс, известный под названием «меридионального разлома».

Главное промышленное полиметаллическое оруденение, представленное линзовидными и гнездообразными телами, приурочено к контактовой полосе кварцевых порфиров и порфиритов.

Основные запасы месторождения сосредоточены в двух наиболее крупных рудных телах, которые пространственно приурочены к «меридиональному разлому», располагаясь в обоих его смещенных крыльях (фиг. 1).



Фиг. 1. 1. Порфириты. 2. Кварцевые порфиры. 3. Зона рассланцевания. 4. Рудное тело. 5. Тектоническое нарушение.

Это нарушение имеет сбросовый характер, амплитуда его равна примерно 100 м. Простираение ССВ 10—15°, падение на ЗСЗ 75—80°.

Разлом заполнен вязкой глиной трения желтоватого цвета, которая содержит обломки вмещающих пород и сопровождается зоной раздробленных, рассланцованных, а местами и гидротермально измененных пород (фиг. 2). В покровных порфиритах разлом сопровождается зоной брекчированных порфиритов, сцементированных карбонатом, а иногда друзовидным кальцитом (фиг. 3).

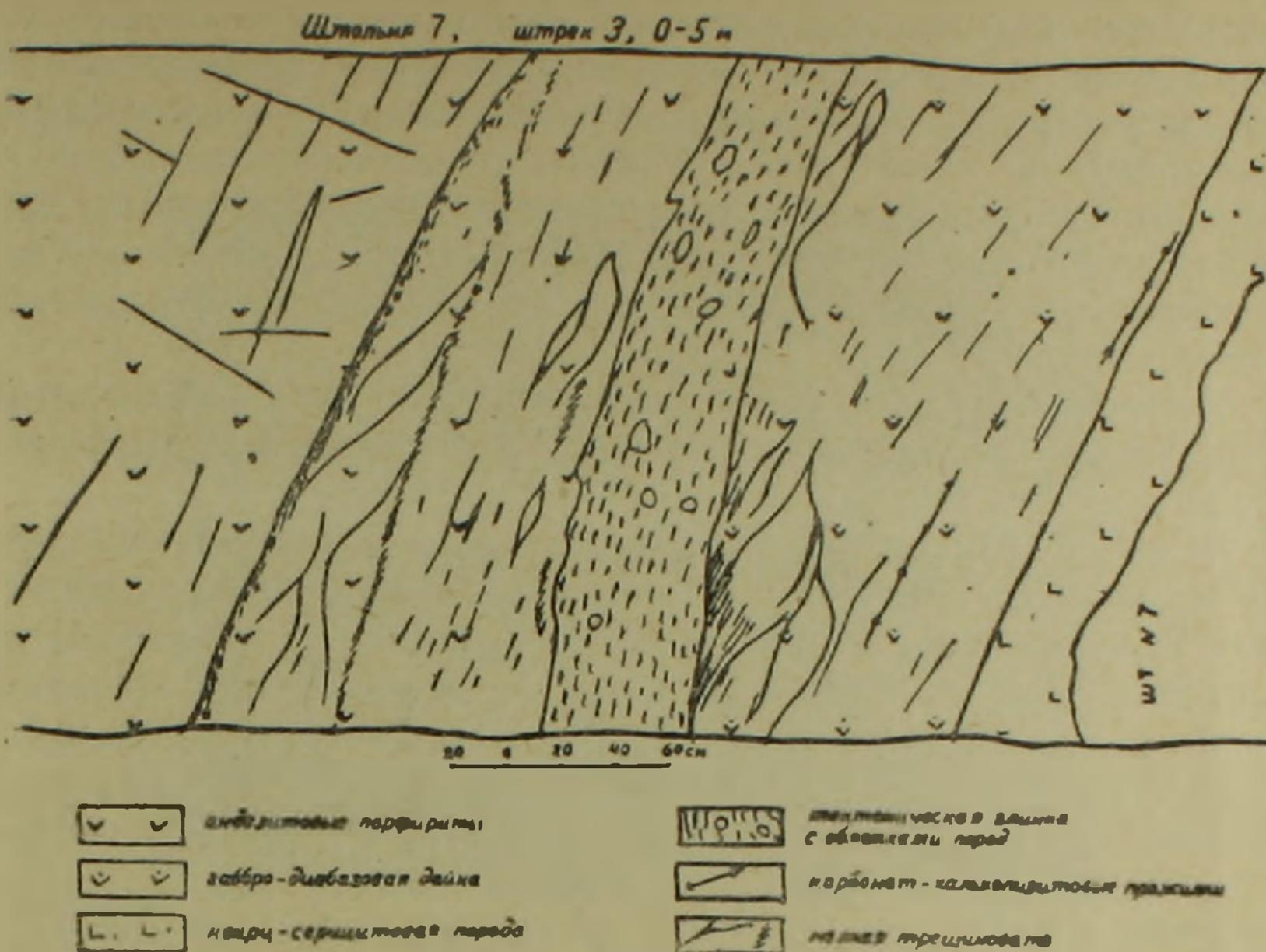
Иногда в зоне рассланцованных пород вблизи рудных тел находятся окатанные обломки колчеданной руды.

Мнения исследователей о возрасте этого нарушения расходятся: одни считают это нарушение пострудным, приводя в качестве доказательства следующие факты:

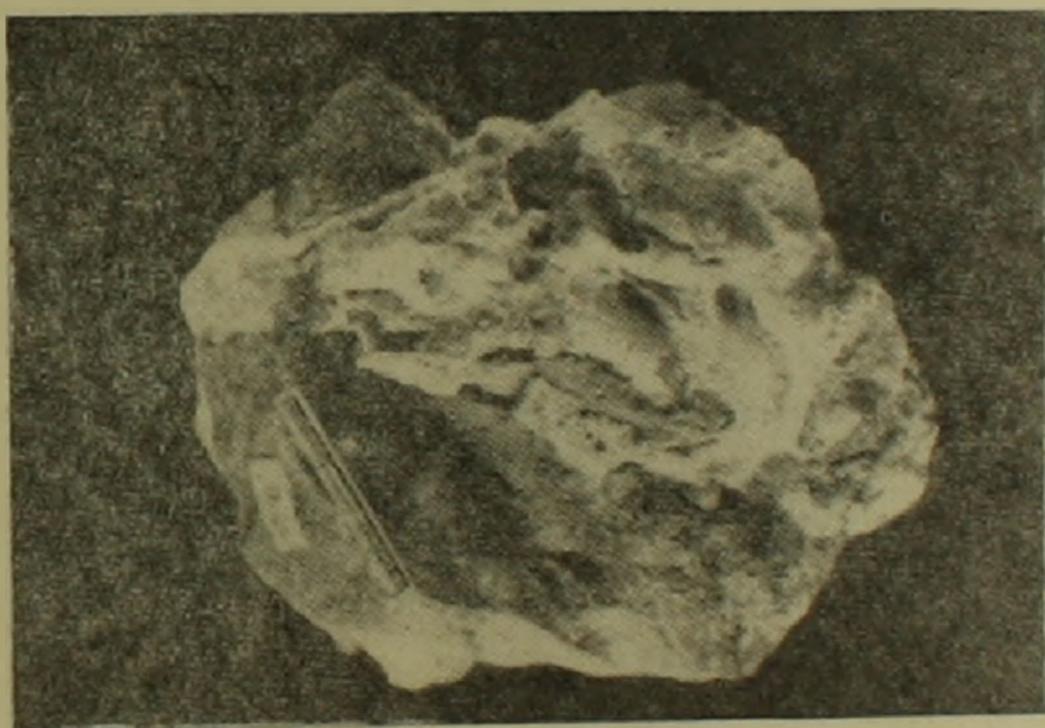
1. Приуроченность рудных тел к обоим смещенным крыльям этого нарушения и их тупое выклинивание у самой зоны нарушения. Создается впечатление, что эти два рудных тела являются смещенными частями некогда единого рудного тела.

2. Наличие в зонах рассланцованных пород, приуроченных к разлому, окатанных обломков руды различной величины.

Другие исследователи считают разлом дорудным, одновременно принимая его пострудное омоложение.



Фиг. 2.



Фиг. 3.

Однозначное решение этого вопроса имеет важное значение для правильного понимания структуры месторождения и для направления дальнейших разведочных работ.

Авторами собран дополнительный структурно-геологический и геохимический материал, доказывающий дорудный возраст разлома.

1. К «меридиональному разлому» на одном из его интервалов приурочена дайка диабазового порфирита. Мощность дайки измеряется в пределах от нескольких см до 3 м. Там, где мощность дайки небольшая, она сильно раздроблена и перемята в результате движений, происшедших после ее внедрения, а обломки пород дайки часто наблюдаются в

глинке трения. Дайка гидротермально изменена — карбонатизирована, серицитизирована, хлоритизирована. Боковые породы вдоль дайки претерпели аналогичные изменения. Помимо этого дайка в зальбандах брекчирована и сцементирована карбонатом; часто карбонат образует прожилки в самой дайке параллельно ее зальбандам. В этих прожилках карбонат часто ассоциирует с халькопиритом, который встречается в виде отдельных включений в прожилках карбоната и в виде вкрапленности и гнезд в самой дайке.

Интенсивная гидротермальная измененность дайки и наличие в ней минералов разных стадий минерализации свидетельствуют о ее дорудном возрасте.

Из дайки и из рудных тел был отобран и дан на спектральный анализ халькопирит. Результаты анализов показали их полную идентичность. Такой же проверке были подвергнуты карбонаты, отобранные из дайки, из рудных тел и из карбонатного цемента брекчий порфиритов, залегающих в прилегающих к разлому частях. Данные этих анализов показали, что эти карбонаты также являются идентичными образованиями (табл. 1). Изучение глинки трения показало, что она также гидро-

Таблица 1

Элементы	Халькопирит		Кальцит		
	из дайки	из рудного тела	из дайки в разломе	из зоны разлома	из рудного тела
Cu			0,03	0,001	0,01—0,03
Pb	0,1—0,3	≥0,3	—	—	0,003
Ag	0,001—0,003	0,003	0,0001?	—	0,0001—0,0003
Zn	0,03	0,03—0,1	—	—	—
Bi	0,001	0,001—0,003	—	—	—
Te	0,03?	~0,03	—	—	—
Mn	—	—	1	0,0003—0,001	0,1
Tl	—	—	0,03	—	0,001—0,003
Sr	—	—	0,01	—	0,01

термально изменена — серицитизирована. Серицит распространен в виде мелких чешуек, а также в виде радиально-лучистых агрегатов, замещающих растертый материал (фиг. 4).

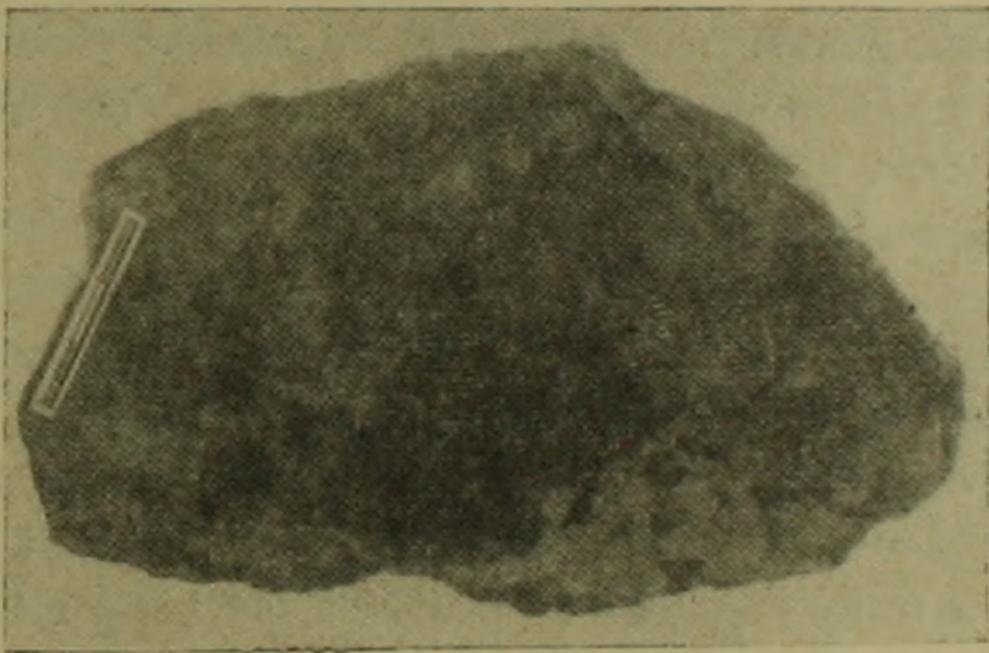
2. Как уже было отмечено выше, в зоне разлома среди раздробленных, перетертых пород были найдены включения колчеданной руды округлой формы. Они имеют различные размеры и эллипсоидальную форму. Наличие этих рудных включений в зоне разлома, которые рассматривались исследователями как окатанные обломки руды, приводилось в качестве доказательства пострудного характера разлома. Эти «обломки» были нами распилены на отдельные пластинки и при этом было установлено, что они имеют зональное строение (фиг. 5).

Колчеданная минерализация развивается по периферии обломков,

а средние их части представлены массивным кварцем с редкими рудными включениями. Это может свидетельствовать лишь о том, что эти рудные включения являются обломками вмещающих кислых пород, впо-



Фиг. 4.



Фиг. 5.

следствии метасоматически замещенными рудоносными растворами, циркулировавшими вдоль зоны раздробленных пород. Следовательно, они не являются обломками руды и не могут служить доказательством пострудных движений по разлому.

Факты избирательного замещения рудными минералами обломков пород, находящихся в тектонических глинках, описаны Л. И. Лукиным [3] на полиметаллическом месторождении Бурон и Ф. И. Вольфсоном [1] на месторождении Южная Дарбаза в Кансайском рудном поле. Подобное явление отмечал И. П. Кушнарев на флюоритовом месторождении Аурахмат (Чаткальский хребет).

3. Несмотря на наличие на месторождении большого количества

разрывных нарушений, хорошо выраженные зеркала скольжения на рудных телах вдоль этих нарушений имеют очень незначительное развитие. Это обстоятельство свидетельствует о небольшом развитии пострудных нарушений.

4. Изучение рассеяния элементов-индикаторов на месторождении показало, что все они проявляют тенденцию концентрироваться в зоне разлома и оперяющих его трещин. Это может быть объяснено тем, что как зона разлома, так и оперяющие его трещины явились более благоприятными для концентрации мигрирующих элементов. В силу этого наблюдается сравнительно высокое содержание элементов-индикаторов в самой зоне разлома по сравнению со средним содержанием в примыкающих к нему породах.

Таблица 2

Породы	Э л е м е н т ы				
	Среднее содержание в ‰				
	Pb	Cu	Zn	Ag	Ba
Кв. порфиры	0,006	0,005	0,04	0,0001	0,08
Порфириты	0,003	0,003	0,025	0,0003	0,06
Зона разлома	0,03	0,007	0,05	0,0003	0,3

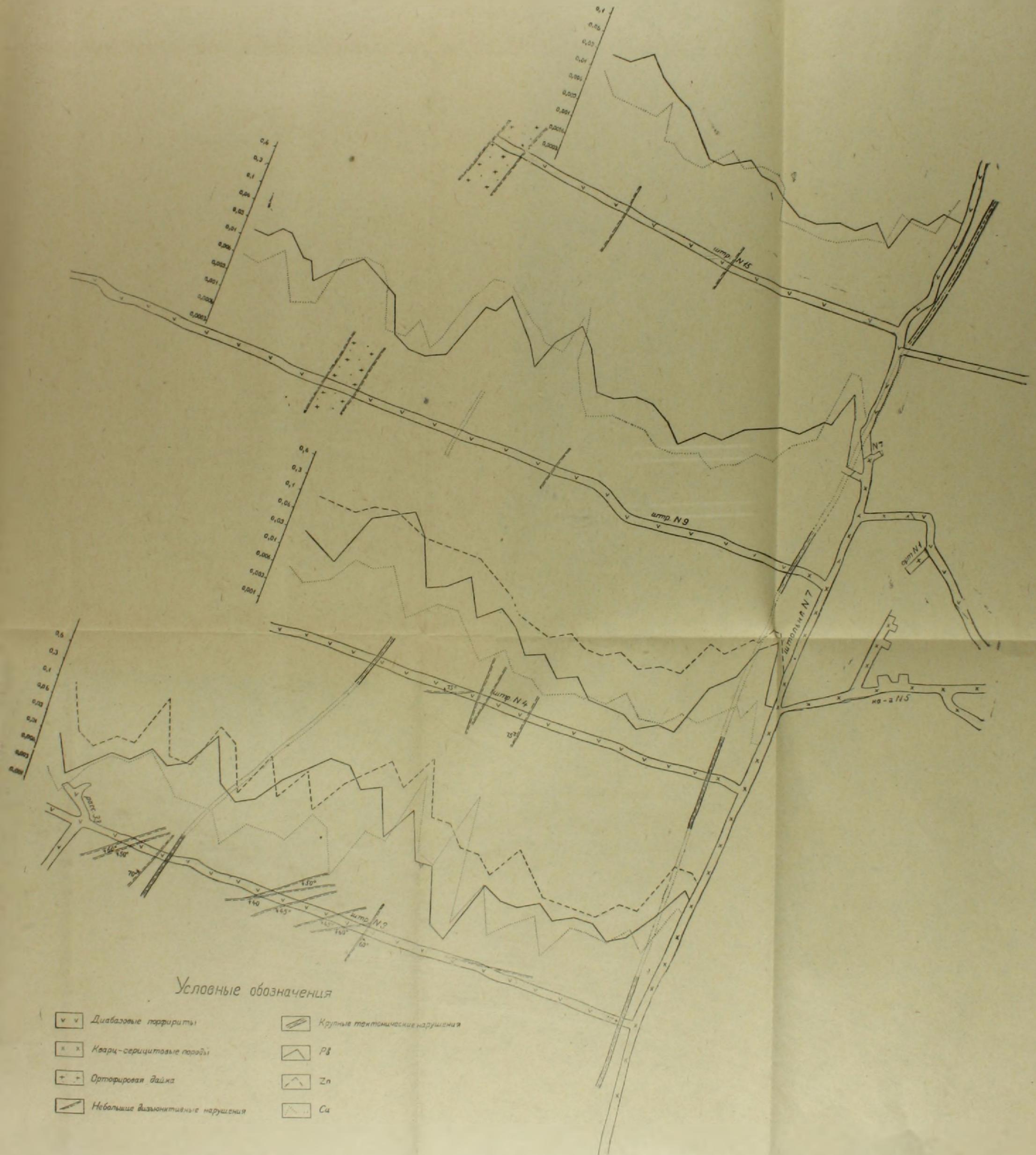
Однако нужно отметить, что разница в концентрации содержаний элементов в зоне разлома не ярко выражена, она колеблется от фоновых до 0,1 и выше. Вместе с тем частота встречаемости вышефоновых содержаний значительно выше чем во вмещающих породах. Наибольшее тяготение к зоне разлома выражено у свинца и бария. Этот факт исключает возможность предположения наличия вторичных ореолов рассеяния в зоне разлома и оперяющих его трещин, ибо, как известно, грунтовые воды, циркулирующие вдоль этих зон вызывают глубокие изменения первичных ореолов рассеяния, выраженные в миграции ряда элементов из этих зон. Как известно, подвижность любого металла в грунтовой воде находится в прямой зависимости от рН среды, которая колеблется в пределах от 1 до 7 (нейтральная). В этих пределах свинец и барий очень трудно мигрируют в зоне гипергенеза, почему и наблюдаются их повышенные концентрации в зоне разлома.

Результаты опробования, проведенного по профилям вкрест простирания разлома, а также результаты детального опробования пород около отдельных небольших трещин показали, что рассеяние элементов-индикаторов происходит в сторону от них. Ореолы рассеяния элементов постепенно выклиниваются по мере удаления от зоны нарушения, что выражается в падении содержаний элементов по мере удаления от разлома (фиг. 6, 7). Ширина ореолов рассеяния вкрест разлома много уступает ширине ореолов вдоль зоны разлома. Влияние разлома и оперяющих его трещин на распределение рассеянных элементов также доказывает их дорудный возраст.

СХЕМА

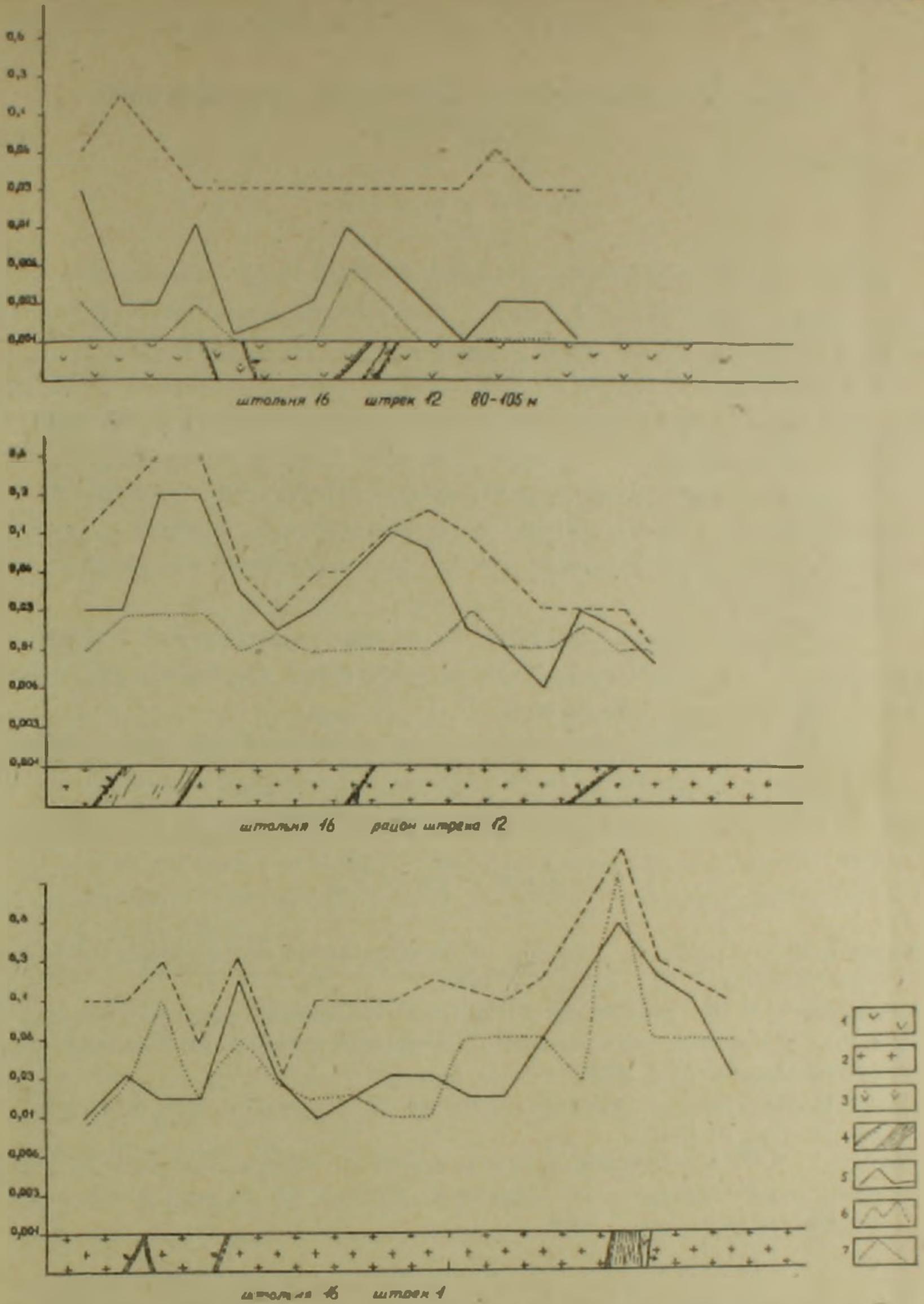
иллюстрирующая зависимость концентраций
элементов-индикаторов от дисъюнктивных нарушений
горизонт штольни N 7

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47 48 49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71 72 73 74 75 76 77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89 90 91 92 93 94 95 96 97 98 99 100



Условные обозначения

- | | |
|-----------------------------------|---------------------------------|
| Диабазовые порфириты | Крупные тектонические нарушения |
| Кварц-серичитовые породы | P |
| Ортопировая дайка | Z |
| Небольшие дисъюнктивные нарушения | Si |



Фиг. 6. 1. Порфиры. 2. Кварцевые порфиры. 3. Дайка. 4. Нарушение. 5. График поведения свинца. 6. График поведения бария. 7. График поведения меди.

Таким образом, приведенные факты свидетельствуют о том, что формирование разрывных нарушений на Ахтальском месторождении предшествовало процессу рудоотложения. Это обстоятельство и тот факт, что многие рудные тела пространственно приурочены к зонам этих нарушений свидетельствуют об определенной их роли в локализации оруденения.

Ս. Ա. ԶՈՂՐԱԲՅԱՆ, ՍՎ. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ԱԽՔԱՂԱՅԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԽՂՈՒՄԵԱՅԻՆ ԽԱԽՏՈՒՄՆԵՐԻ
ՀԱՍՈՒՆԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. Վ

Հողվածում բերված են որոշ տվյալներ Ախթալայի բազմամետաղային հանքավայրի տերիտորիայում գտնվող խղումնային խախտումների հասակի, ինչպես նաև նրանց դերի մասին հանքաառաջացման պրոցեսում:

Այդ տվյալները հիմնված են հանքավայրի ստրուկտուրային տարրերի և նախապես հայտնի հանքային մարմինների ստեղծած ցրման առաջնային եզրապսակների մանրակրկիտ ուսումնասիրության վրա:

Հետազոտությունները պարզել են, որ այն խղումը, որին հարում են հանքավայրի առավել արդյունաբերական նշանակություն ունեցող հանքային մարմինները, ունի մինչհանքային հասակ: Այս տեսակետի օգտին են խոսում հետևյալ փաստերը՝

1. Խախտման զոնայում գտնված են ներփակող ապարների հղկված բեկորներ, որոնք մետասոմատիկ վերափոխությունների են ենթարկվել հանքաբեր լուծույթների ազդեցության տակ:

2. Սուլֆիդային հանքանյութերի վրա բացակայում են սահքի հայելիները:

3. Զափացույց-տարրերի, մասնավորապես կապարի և բարիումի, հարելը խախտման զոնային և նրան փետրավորող ճեղքերին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Кармазара. Изд. АН СССР, 1951.
2. Константинов В. М., Янишевский Е. М. Об использовании первичных ореолов рассеяния для оценки рудоносности дизъюнктивных нарушений. Геология рудных месторождений, № 2, 1963.
3. Лукин П. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геология, сб. 20, 1947.
4. Россман Г. И. Прикладное использование первичных ореолов рассеяния с целью поисков полиметаллических месторождений. Информ. сб. № 2 геолого-разведочной службы Рудного Алтая, 1962.

ПЕТРОГРАФИЯ

З. О. ЧИБУХЧЯН, Р. А. ХОРЕНЯН

О СОСТАВЕ И ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ КАЛИЕВЫХ
 ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ И МОНОКЛИННЫХ ПИРОКСЕНОВ

Метод сравнительной дисперсии двупреломления, разработанный Е. А. Кузнецовым [1], открыл принципиально новые возможности в деле определения химического состава анизотропных минералов оптическим путем непосредственно в шлифах горных пород. Здесь мы не останавливаемся на сущности методики, ее возможностях, поскольку они довольно детально описаны в литературе по этому вопросу [1—14].

В связи с этим представляется необходимым лишней раз подчеркнуть высокую точность и эффективность метода и вместе с тем его широкие возможности и перспективы, о чем свидетельствуют работы по исследованию структур минералов [7, 8] и определению абсолютного возраста [11, 13, 14]. Сам метод прост и не требует сложного оборудования.

В настоящей статье приводятся результаты исследований по применению этой методики и разработке диаграмм связи «состав-дисперсия двупреломления» применительно к калиевым полевым шпатам и моноклиновым пироксенам.

Исследования по выяснению связи состава и дисперсии двупреломления калиевых полевых шпатов проводились З. О. Чибухчяном, а по моноклиновым пироксенам—З. О. Чибухчяном совместно с Р. А. Хоренян.

При работе применялся поляризационный микроскоп МИН-4, кальцитовый поворотный компенсатор (КПК) № 0627, федоровский столик и интерференционные светофильтры со следующими длинами волн:

$\lambda = 395 \text{ м}\mu$	$\lambda = 460 \text{ м}\mu$	$\lambda = 611 \text{ м}\mu$
$\lambda = 420 \text{ м}\mu$	$\lambda = 472 \text{ м}\mu$	$\lambda = 626 \text{ м}\mu$
$\lambda = 426 \text{ м}\mu$	$\lambda = 486 \text{ м}\mu$	$\lambda = 638 \text{ м}\mu$
$\lambda = 450 \text{ м}\mu$	$\lambda = 525 \text{ м}\mu$	$\lambda = 650 \text{ м}\mu$
$\lambda = 455 \text{ м}\mu$	$\lambda = 591 \text{ м}\mu$	$\lambda = 681 \text{ м}\mu$
$\lambda = 457 \text{ м}\mu$	$\lambda = 595 \text{ м}\mu$	$\lambda = 718 \text{ м}\mu$

Светофильтр с длиной волны 718 м μ применялся как стандартный.

Калиевые полевые шпаты. Выбор калиевых полевых шпатов в качестве объекта исследований предопределился по следующим причинам:

1. Калиевые или, вернее, калинатровые полевые шпаты являются именно той группой минералов, для которой связь между обычными кристаллооптическими константами и химическим составом не всегда удается установить.

2. Оптическая характеристика К—Na — полевых шпатов является функцией не только состава, но и условий кристаллизации. Совершенно очевидно, что, определив химический состав, можно близко подойти к выяснению условий кристаллизации и структурных особенностей минерала.

3. В-третьих, помимо весьма приближенного выявления К/Na—соотношения, обычным оптическим путем совершенно невозможно определять содержания второстепенных компонентов, которые очень важны для характеристики калиевых полевых шпатов.

По оптическим данным исследованные калиевые полевые шпаты характеризуются анокластичностью. Поскольку калиевые полевые шпаты в определенной степени пертитизированы, материал, переданный на химический анализ, тщательно отбирался под бинокулярной лупой с целью исключения из проб пертитизированных участков. Поэтому с большей уверенностью можно говорить о содержании СаО в составе калина-тровой твердой фазы.

В качестве эталонных были использованы 5 анализов калиевых полевых шпатов и для контроля еще 4 анализа на K_2O , которые сведены в табл. 1.

Таблица 1

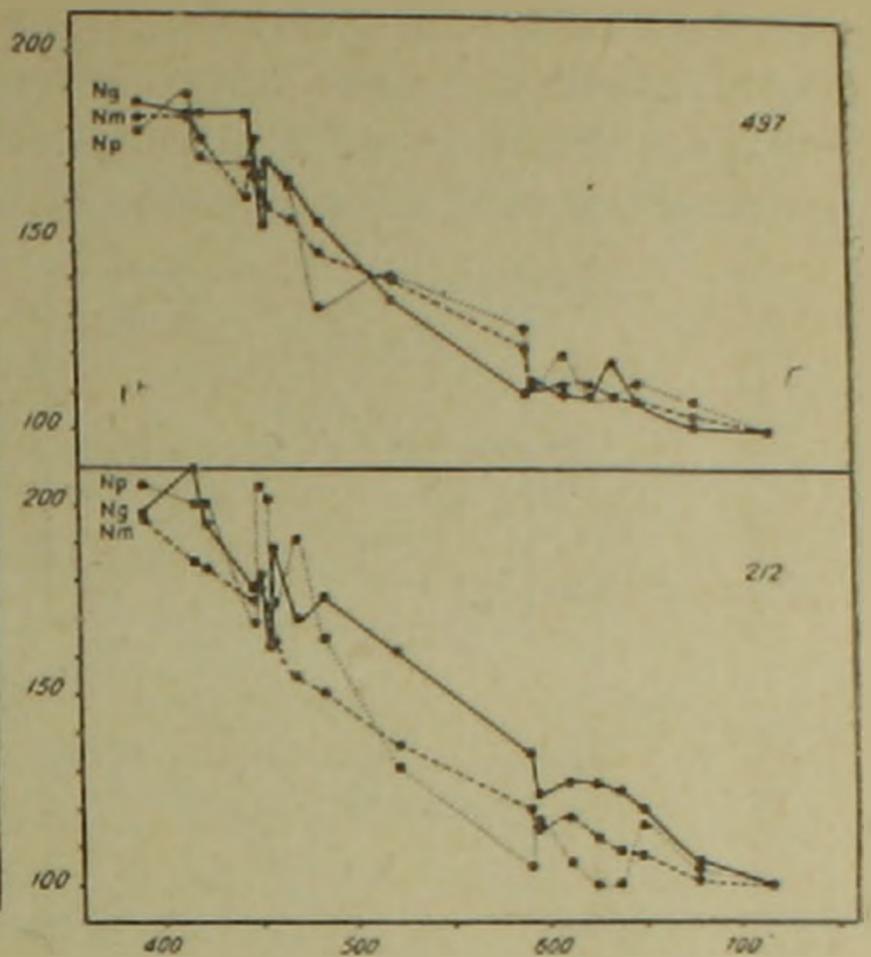
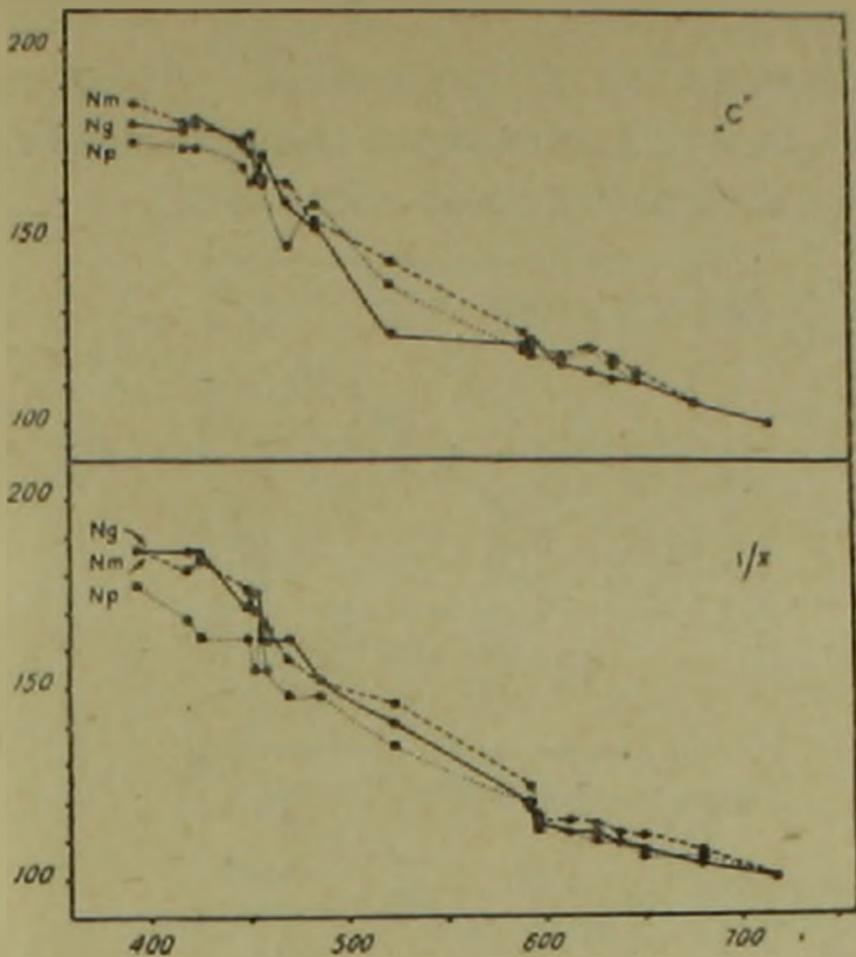
№ п.п.	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	п.п.	Сумма
1	501	64,88	нет	20,65	нет	нет	сл.	0,60	1,94	11,02	0,66	0,20	99,95
2	1/X	64,28	нет	20,60	нет	нет	0,25	0,42	2,40	11,84	0,44	0,20	100,43
3	С	63,36	нет	20,90	нет	нет	0,25	0,50	2,22	11,82	1,04	0,32	100,41
4	497	64,60	0,04	20,17	0,29	0,10	сл.	0,99	3,56	9,26	0,26	0,40	99,51
5	212	62,87	0,05	20,67	0,50	сл.	0,21	0,72	2,65	11,82	0,32	0,26	100,20
6	2874									12,64			
7	59									10,48			
8	10									11,58			
9	1416									13,12			

Места взятия образцов: № 501—Анкаванский гранитоидный массив (Памбакский хр.); № 2874—Гамзачиманский массив порфиоровидных сие-нит-гранитов (Памбакский хребет); «С»—санидиновые трахиты (р-и с. Элпин, Варденисский хребет); №№ 1/X, 497, 212, 59, 10, 1416—Мегрин-ский плутон.

Для характеристики вариаций коэффициента дисперсии исследованных образцов калиевых полевых шпатов на фиг. 1 и 2 приведены кривые дисперсии в разных длинах волн от 395 μ до 718 μ .

Для составления диаграмм связи «состав-дисперсия двупреломле-ния» сопоставлялись кривые содержания отдельных окислов эталонных анализов и кривые дисперсии по всем светофильтрам.

Оказалось, что в сечении $\perp Ng$ определяются два окисла (Al_2O_3 и СаО), а в сечении $\perp Nm$ —остальные шесть компонентов (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO, K_2O , Na_2O и BaO).



Фиг. 1. Кривые дисперсии для калиевых полевых шпатов образцов „С“ и 1/Х.

Фиг. 2. Кривые дисперсии для калиевых полевых шпатов образцов 497 и 212.

В табл. 2 приводятся сведения по подбору сечения и светофильтра для определения того или иного окисла.

Таблица 2

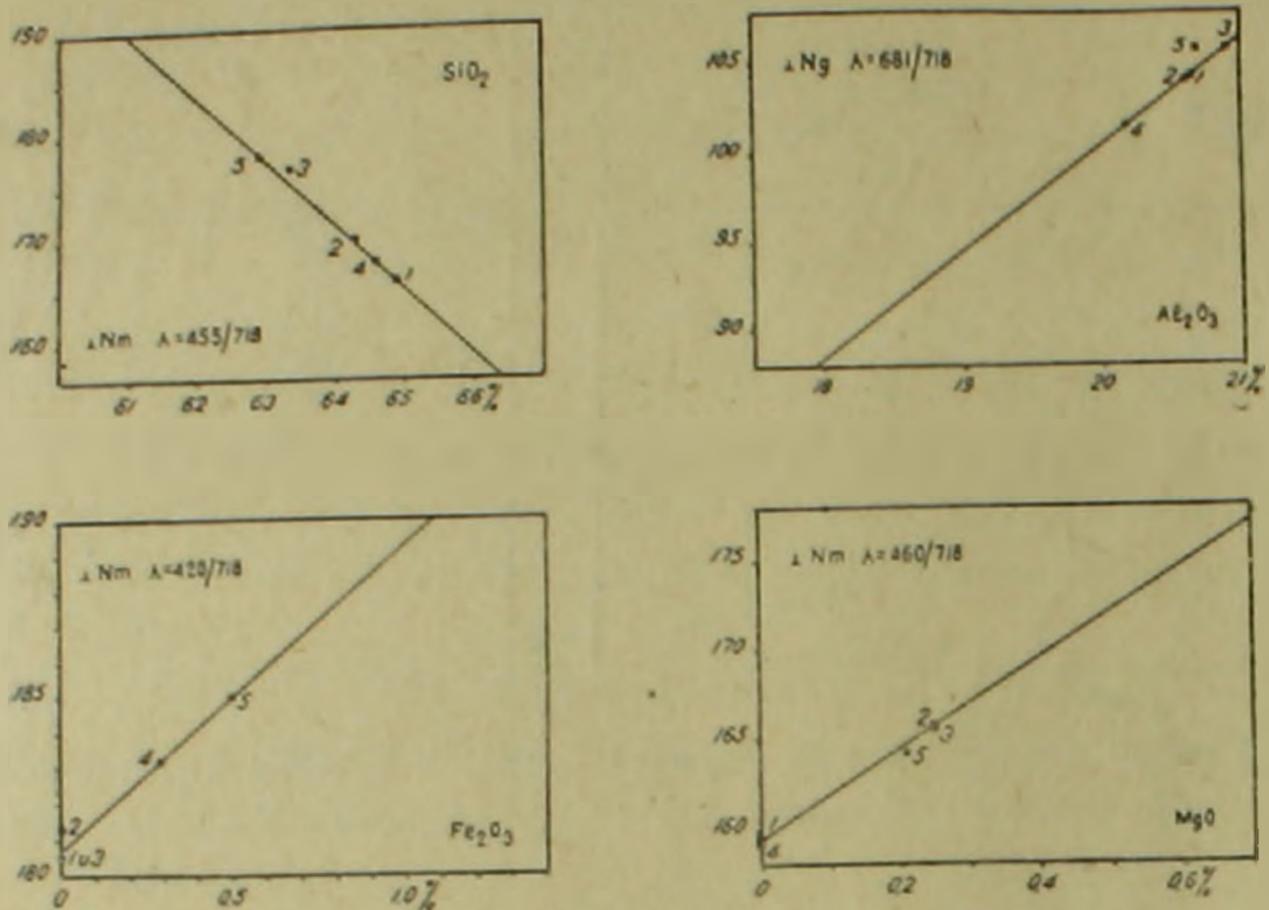
Сечение	Длина волны светофильтра	Компонент
⊥ Ng	$\lambda = 450 \text{ м}\mu$	CaO
	$\lambda = 681 \text{ м}\mu$	Al ₂ O ₃
⊥ Nm	$\lambda = 420 \text{ м}\mu$	Fe ₂ O ₃
	$\lambda = 450 \text{ м}\mu$	K ₂ O
	$\lambda = 455 \text{ м}\mu$	SiO ₂
	$\lambda = 460 \text{ м}\mu$	MgO
	$\lambda = 486 \text{ м}\mu$	Na ₂ O
	$\lambda = 626 \text{ м}\mu$	BaO

Примечание. Как стандартный использовался светофильтр с $\lambda = 718 \text{ м}\mu$.

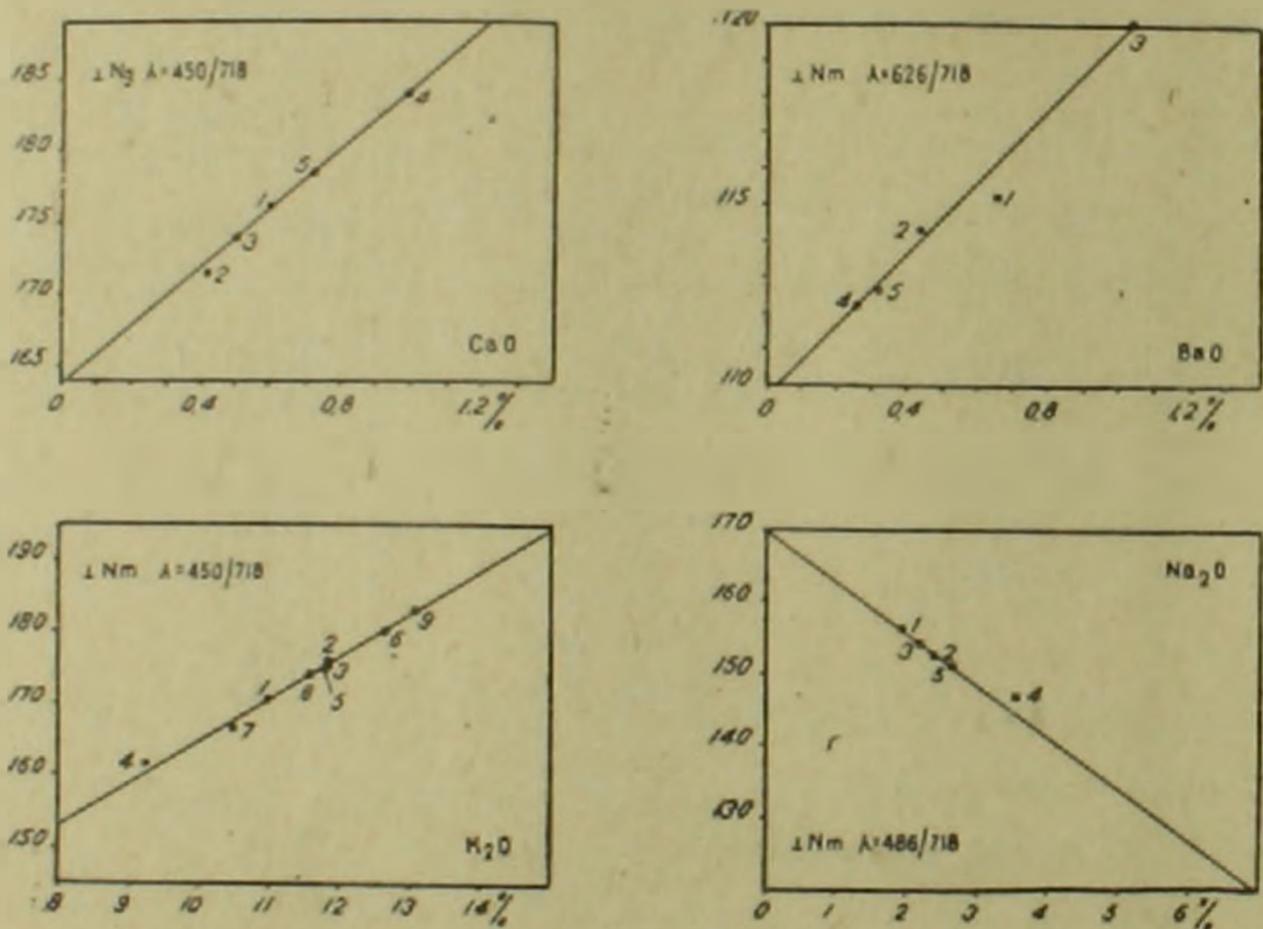
На фиг. 3 и 4 приведены диаграммы, характеризующие связь химических составов калиевых полевых шпатов с их дисперсией двупреломления для каждого окисла в отдельности. По оси абсцисс отложены содержания окислов в процентах, а по оси ординат — коэффициенты дисперсии.

По всем окислам получилась очень хорошая сходимость. Небольшие отклонения от прямой зависимости несущественны: так для SiO₂ анализ 3 отошел на 0,20%, для Al₂O₃ анализ 5 на 0,22%, для Fe₂O₃ анализ 2 на 0,07%, для BaO анализ 1 на 0,10%. Это наиболее значительные отклонения для окислов, но при внимательном ознакомлении с данными видим, что они подтверждают высокую точность определения химическо-

го состава методом сравнительной дисперсии двупреломления. К этому необходимо добавить исключительную быстроту получения результатов, а с другой стороны возможность непосредственно в шлифах связать оптические особенности минералов с их химическим составом.



Фиг. 3. Диаграммы для определения SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO .

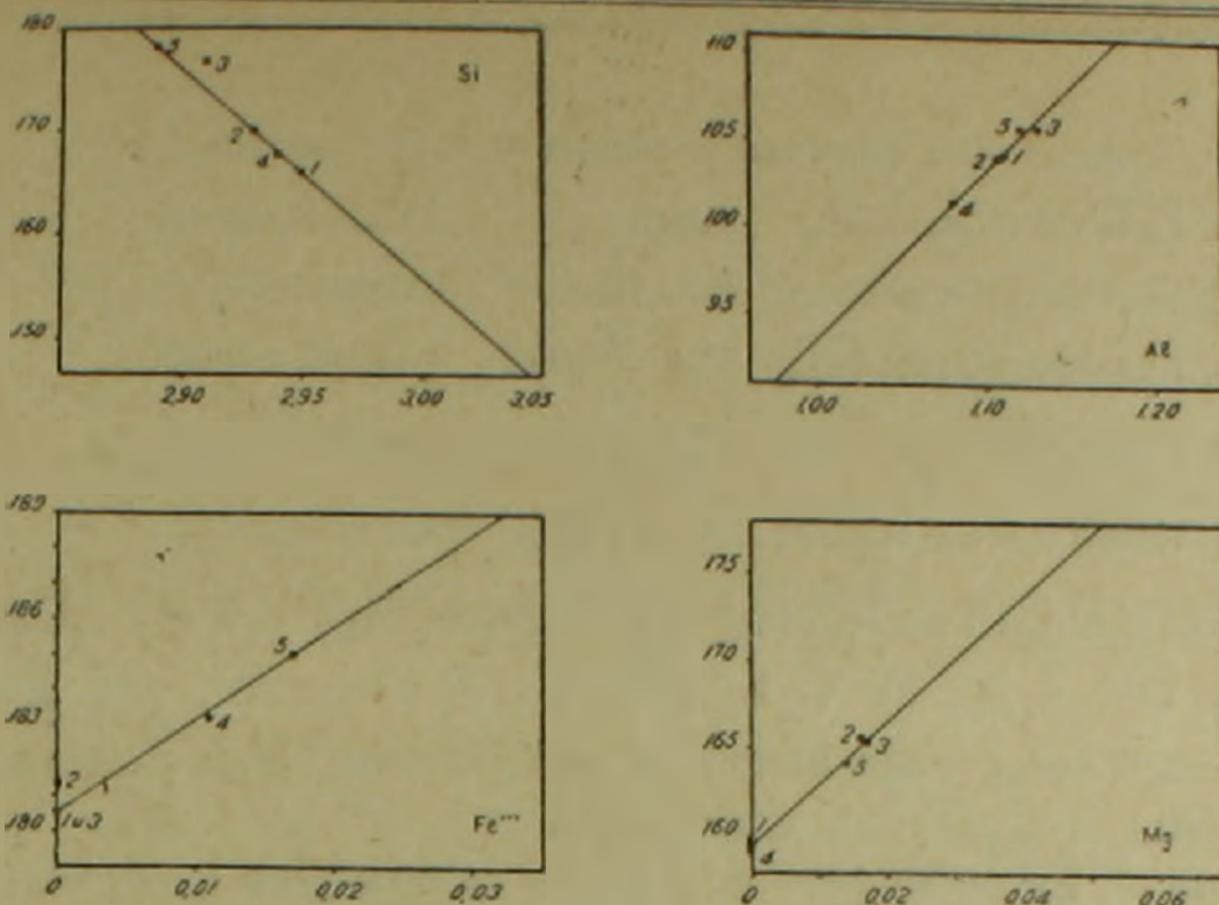


Фиг. 4. Диаграммы для определения CaO , BaO , K_2O и Na_2O .

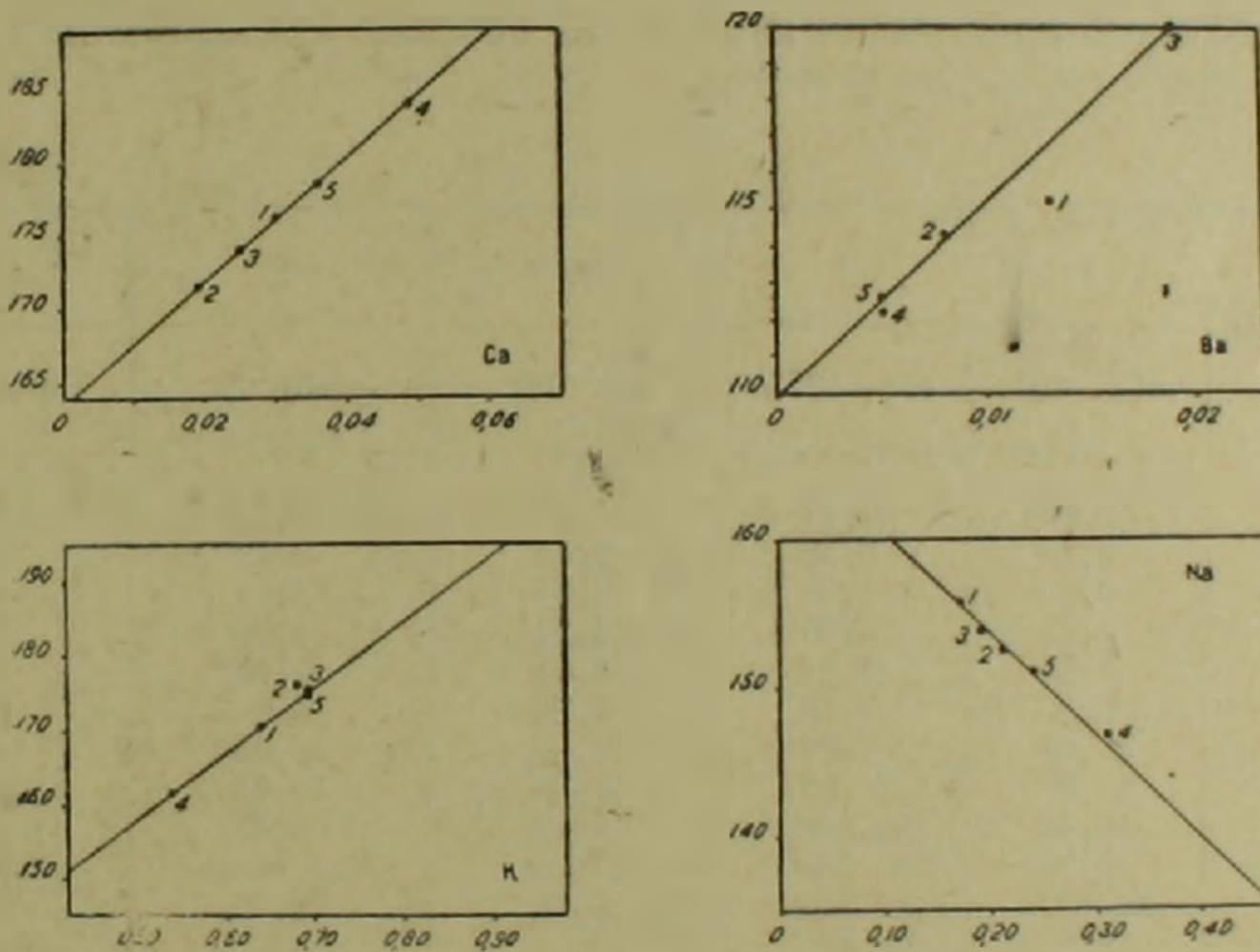
На основании химических составов эталонных образцов пересчитаны структурные формулы калиевых полевых шпатов и составлены диаграммы (фиг. 5 и 6) для определения количеств, соответствующих структурным формулам.

В табл. 3 приведены данные по пересчету значений химических составов эталонных образцов (табл. 1) в структурные единицы, а в таблице 4 — структурные формулы тех же калиевых полевых шпатов.

Моноклинные пироксены. Моноклинные пироксены, как известно представляют собою сложные системы, в кристаллических структу-



Фиг. 5. Диаграммы для определения Si, Al, Fe³⁺ и Mg в единицах структурной формулы.



Фиг. 6. Диаграммы для определения Ca, Ba, K и Na в единицах структурной формулы.

Таблица 3

	1	2	3	4	5
	обр. 501	обр. 1/X	обр. „С“	обр. 497	обр. 212
Si	2,95	2,93	2,91	2,94	2,89
Al	1,11	1,10 (1,105)	1,13	1,08	1,12
Fe ³⁺	—	—	—	0,01 (0,011)	0,02 (0,017)
Mg	—	0,02 (0,016)	0,02 (0,017)	—	0,01 (0,014)
Ca	0,03	0,02 (0,019)	0,02 (0,025)	0,05 (0,049)	0,04 (0,036)
K	0,64	0,68	0,69	0,54	0,69
Na	0,17	0,21	0,19	0,31	0,24
Ba	0,01 (0,013)	0,01 (0,008)	0,02 (0,019)	0,01 (0,005)	0,01 (0,005)

Примечание. В скобках приводятся значения с точностью до третьего знака после запятой.

Таблица 4

Структурные формулы калиевых полевых шпатов 1—5

1. $K_{0,64}Na_{0,17}Ca_{0,03}Ba_{0,01}$	$Al_{0,06}$	$[Al_{1,05}Si_{2,95}O_6]$
2. $K_{0,68}Na_{0,21}Ca_{0,02}Ba_{0,01}$	$Al_{0,03}Mg_{0,02}$	$[Al_{1,07}Si_{2,93}O_6]$
3. $K_{0,69}Na_{0,19}Ca_{0,02}Ba_{0,02}$	$Al_{0,04}Mg_{0,02}$	$[Al_{1,09}Si_{2,91}O_6]$
4. $K_{0,54}Na_{0,31}Ca_{0,05}Ba_{0,01}$	$Al_{0,02}Fe_{0,01}^{1+}$	$[Al_{0,06}Si_{2,94}O_6]$
5. $K_{0,69}Na_{0,24}Ca_{0,04}Ba_{0,01}$	$Al_{0,01}Fe_{0,02}^{3+}$	$[Al_{1,11}Si_{2,89}O_6]$

рах которых взаимно замещают друг друга Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+} и др. Е. А. Кузнецов [10] отмечает, что „сложность их состава заранее ставит вопрос о возможном ряде диаграмм для разных членов этой группы минералов“.

По своему химическому составу и оптическим свойствам (cNg от 41 до 45° , $2V$ от 54 до 60°) пироксены, используемые в качестве эталонных, относятся к диопсидовой серии и титан-авгитам.

В таблице 5 приводятся химические составы исследованных пироксенов.

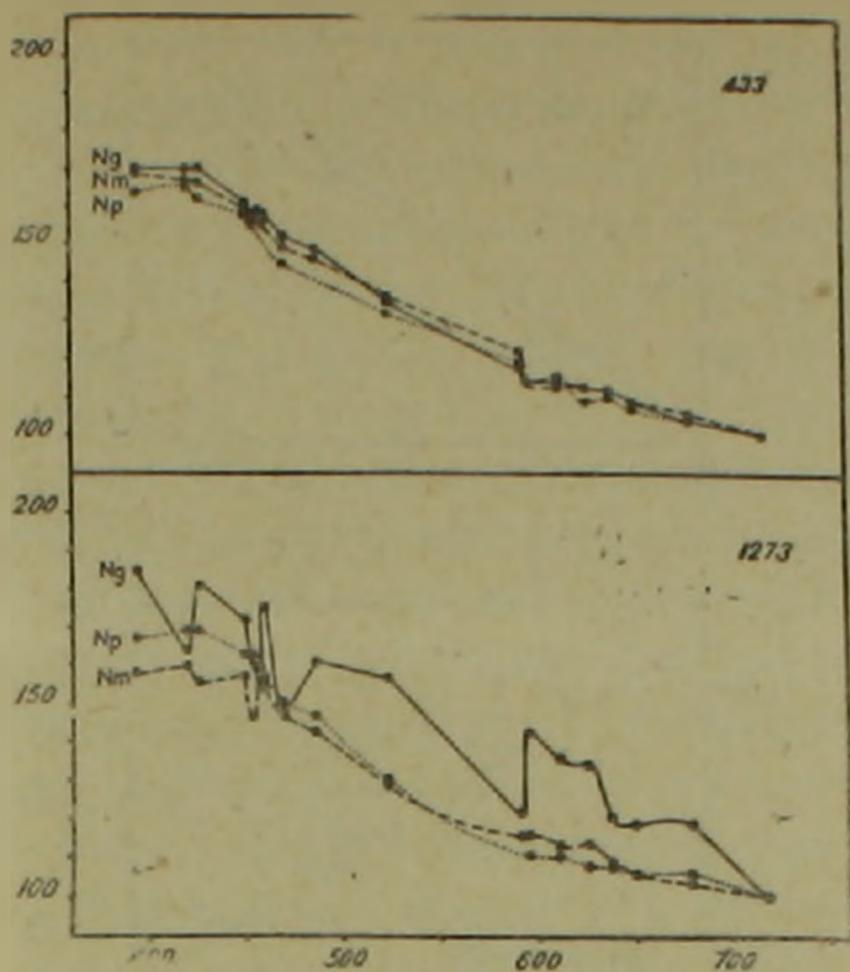
Таблица 5

Компоненты	1	2	3	4	5
	обр. 433	обр. 1273	обр. 367	обр. 1	обр. „О“
SiO_2	52,48	47,32	45,21	47,13	48,60
TiO_2	0,23	0,58	2,84	3,23	1,09
Al_2O_3	0,62	1,98	5,64	4,41	4,71
Fe_2O_3	1,19	5,95	6,24	4,44	5,00
FeO	5,18	4,94	8,65	9,45	4,10
MnO	0,26	0,19	0,20	нет	0,17
MgO	15,60	17,90	12,50	13,63	14,20
CaO	23,80	21,05	17,20	16,48	21,20
Na_2O	0,12	не обн.	0,42	0,48	} 0,50
K_2O	0,53	не обн.	не обн.	не обн.	
H_2O	не обн.	не обн.	0,86	0,75	0,47
P_2O_5	0,06	не обн.	—	—	—
Cr_2O_3	—	0,002	—	—	—
п.п.п.	нет	0,90	—	—	0,45
Сумма	100,07	100,81	99,76	100,00	100,50

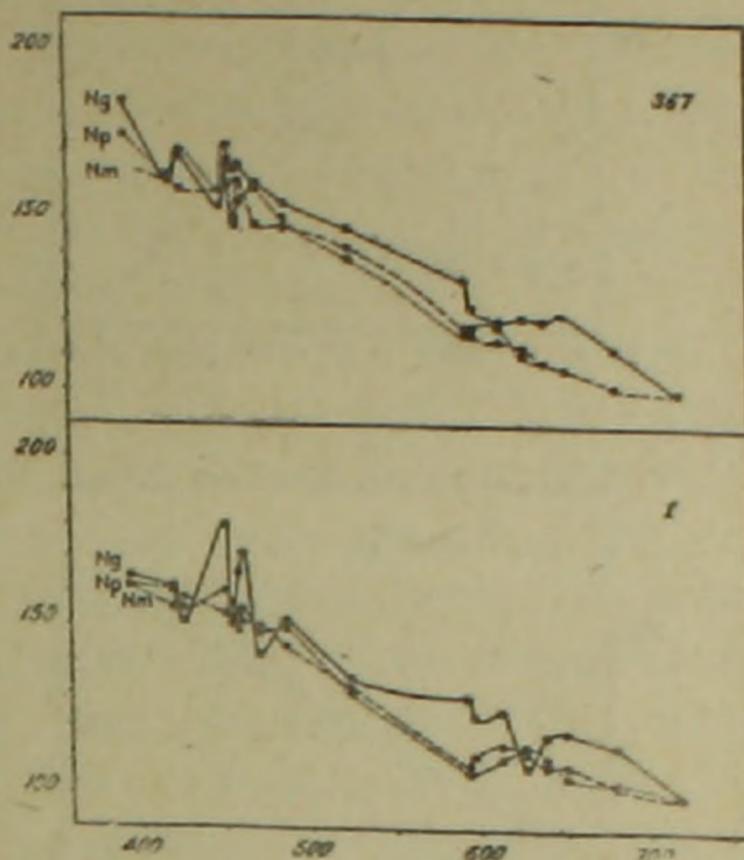
Места взятия образцов: № 433 — габбро-пегматит из Атарбежянского интрузива, № 1273 — габбро-пегматит из Ведийского района к СЗ от с. Азизкенд, №№ 367 и 1 — из Мегринского плутона.

Для характеристики вариаций дисперсии эталонных образцов на фиг. 7 и 8 даются кривые дисперсии моноклинных пироксенов диопсид-геденбергитового ряда в длинах волн от $395 \text{ м}\mu$ до $718 \text{ м}\mu$.

Исследования показали, что в сечении $\perp Ng$ определяются четыре окисла (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O), в сечении $\perp Nm$ — три окисла (CaO , K_2O и TiO_2), а в сечении $\perp Np$ — остальные три компонента (FeO , MgO и MnO).



Фиг. 7. Кривые дисперсии для моноклинных пироксенов образцов 433 и 1273.



Фиг. 8. Кривые дисперсии для моноклинных пироксенов образцов 367 и 1.

В табл. 6 приведены данные по подбору сечения и светофильтра для определения того или иного окисла.

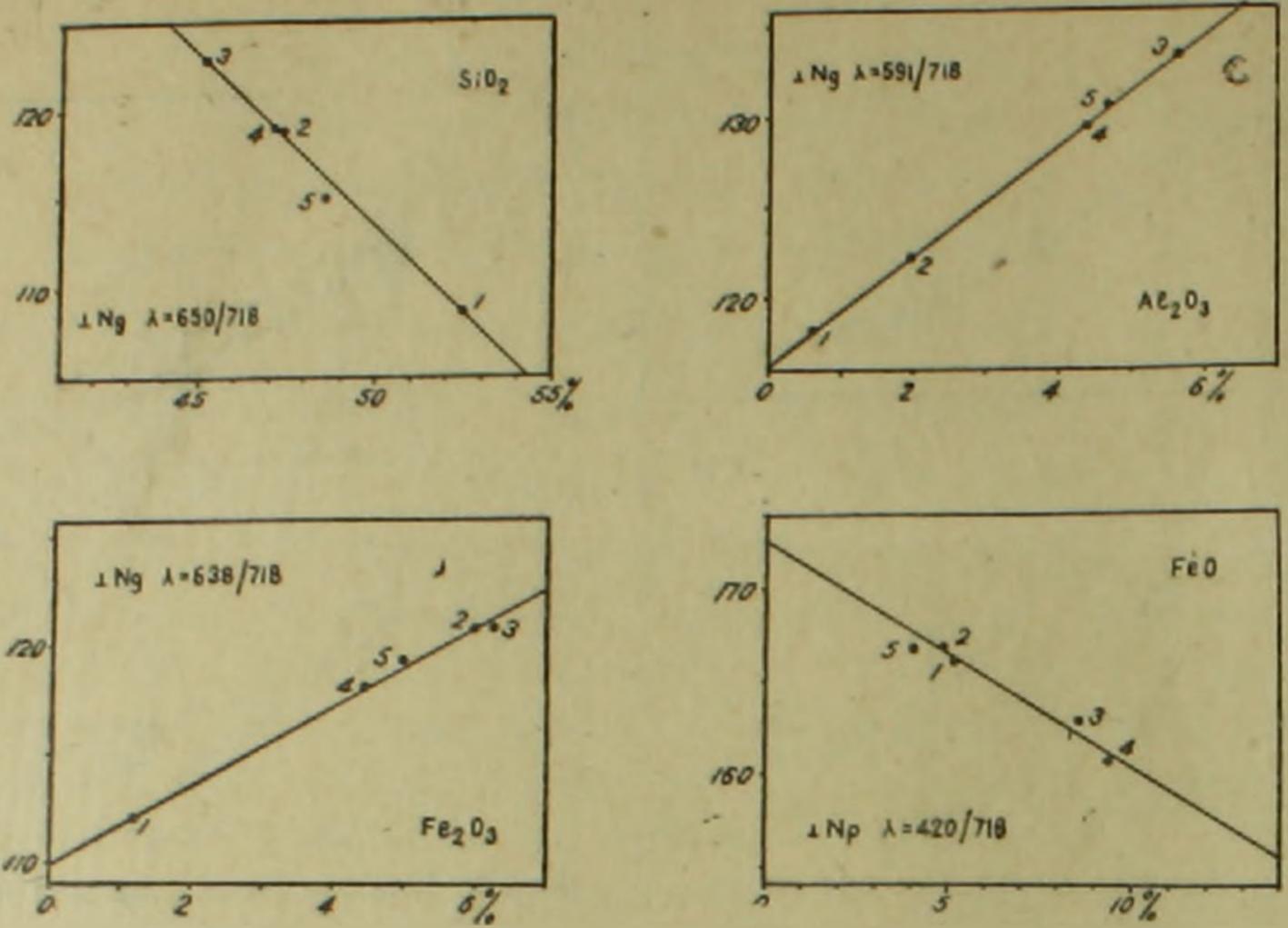
Таблица 6

Сечение	Длина волны светофильтра	Компоненты
$\perp Ng$ {	$\lambda = 457 \text{ м}\mu$ $\lambda = 591 \text{ м}\mu$ $\lambda = 638 \text{ м}\mu$ $\lambda = 650 \text{ м}\mu$	Na_2O Al_2O_3 Fe_2O_3 SiO_2
$\perp Nm$ {	$\lambda = 457 \text{ м}\mu$ $\lambda = 611 \text{ м}\mu$ $\lambda = 638 \text{ м}\mu$	CaO TiO_2 K_2O
$\perp Np$ {	$\lambda = 420 \text{ м}\mu$ $\lambda = 457 \text{ м}\mu$ $\lambda = 591 \text{ м}\mu$	FeO MgO MnO

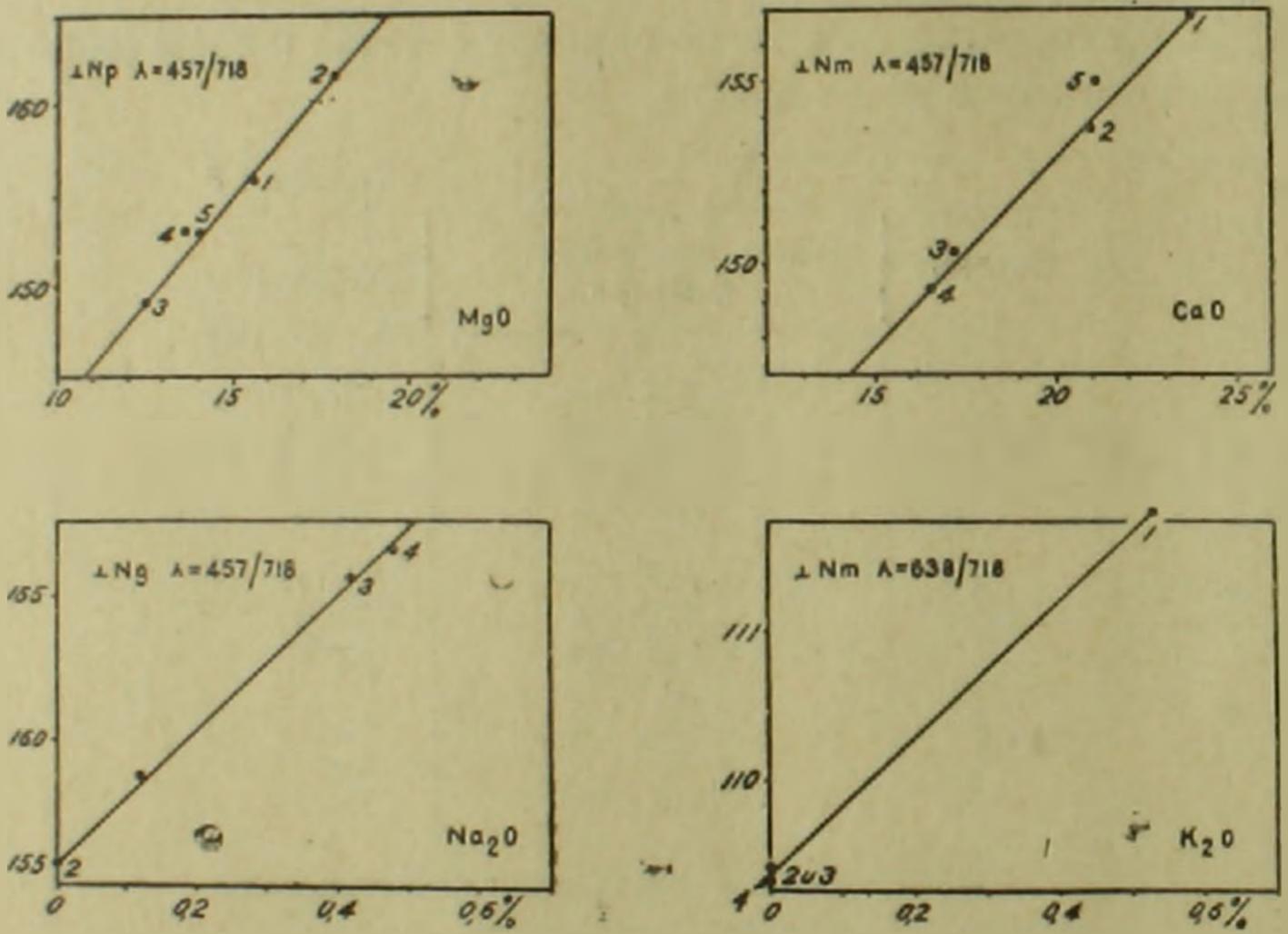
Примечание. Как стандартный использовался светофильтр с $\lambda = 718 \text{ м}\mu$.

Диаграммы, характеризующие связь химических составов исследованных пироксенов с их дисперсией двупреломления для каждого окисла, приведены на фиг. 9, 10, 11. На диаграммах по оси абсцисс отложены содержания окислов в процентах, а по оси ординат — коэффициенты дисперсии. Кроме того, на каждой диаграмме приводится сечение, на котором определялся тот или иной компонент, а также длина реагируемой волны со своим стандартом.

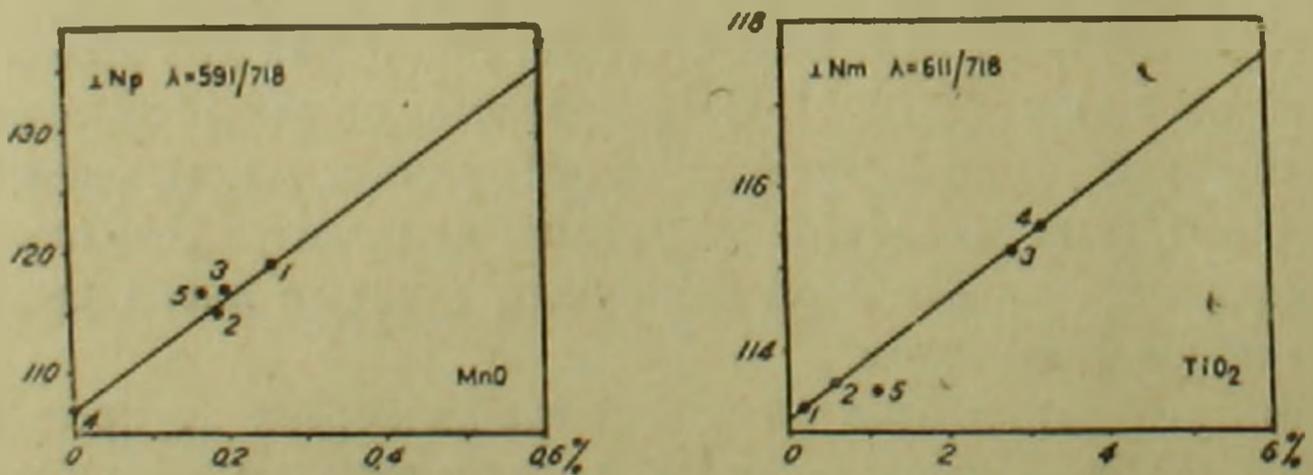
Рассмотрев диаграммы связи «состав-дисперсия двупреломления», можно заметить хорошую сходимость по всем окислам, обеспечивающую



Фиг. 9. Диаграммы для определения SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и FeO.



Фиг. 10. Диаграммы для определения MgO, CaO, Na₂O и K₂O.

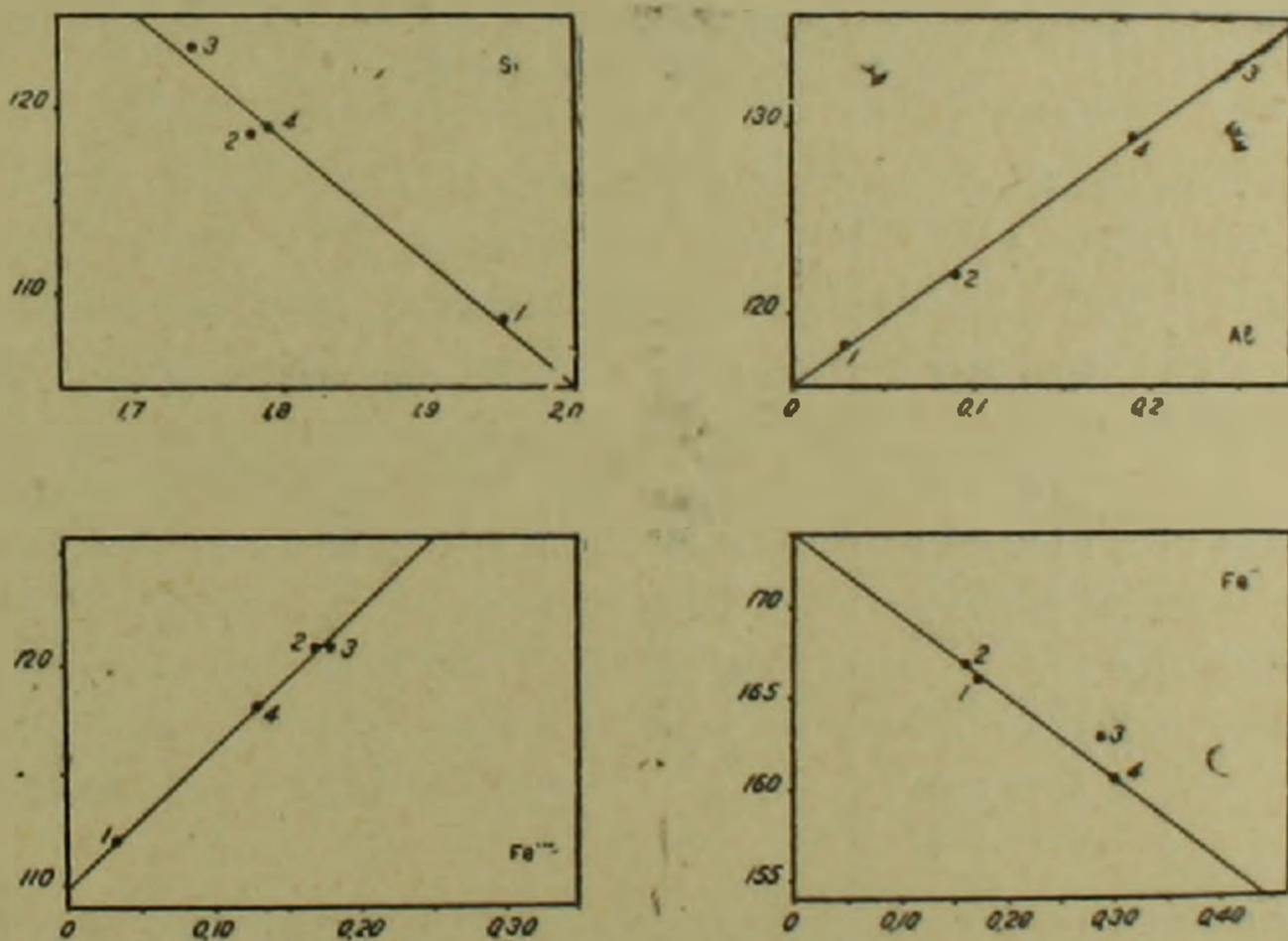


Фиг. 11. Диаграммы для определения MnO и TiO₂.

высокую точность определений, не уступающую, а в некоторых случаях даже превышающую химико-аналитические определения.

При внимательном ознакомлении с диаграммами связи состава с дисперсией двупреломления наблюдается следующая особенность, правда не всегда четко проявляющаяся. Так, пары анализов 1 и 2, с одной стороны, и 3 и 4, с другой, несколько наклонены в одном и том же направлении, отклоняясь от прямой. Создается впечатление, что для анализов 1 и 2 существует одна прямая, а для анализов 3 и 4—другая, причем они должны протягиваться параллельно друг другу. Здесь необходимо отметить, что точки 1 и 2 соответствуют анализам пироксенов близко стоящих к диопсидовой серии, а 3 и 4—к титан-авгиам. Если это не случайное совпадение, а оно как-будто исключается, поскольку замеры производились несколько раз и контролировались, то, по-видимому, имеет место структурная прерывистость в исследованном ряду. Практически на определении химических составов это обстоятельство не влияет, но в смысле структурных превращений отмеченная особенность довольно симптоматична.

На основании химических составов эталонных образцов пироксенов были пересчитаны структурные формулы и составлены диаграммы (фиг. 12 и 13) для определения количеств, соответствующих структурным формулам.



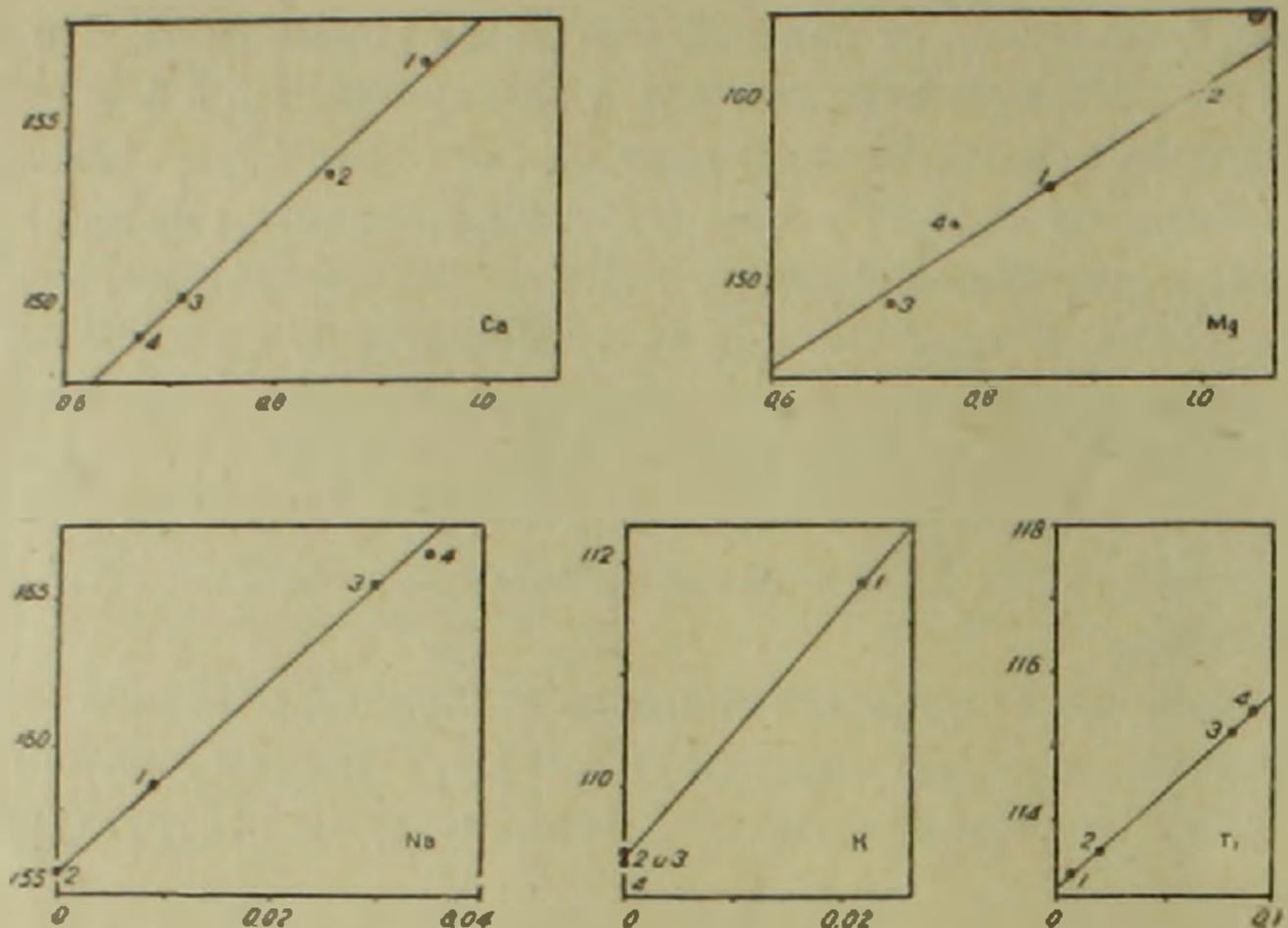
Фиг. 12. Диаграммы для определения Si, Al, Fe³⁺, Fe²⁺ в единицах структурной формулы.

В табл. 7 приведены данные по пересчету значений химических составов эталонных образцов в структурные единицы, а в табл. 8—структурные формулы пироксенов.

Безусловно важное значение имеет определение содержания методом Е. А. Кузнецова таких компонентов, как Cr₂O₃, NiO, CoO. К сожалению в имеющихся в нашем распоряжении анализах не даются их со-

держания. Вопросу распределения редких элементов в составе пироксенов, а также в калневых полевых шпатах, авторы в скором времени посвятят отдельную статью.

Эталонные химические анализы образцов и шлифы к ним были любезно предоставлены С. Б. Абовяном (№ 1273), Г. П. Багдасаряном



Фиг. 13. Диаграммы для определения Ca, Mg, Na, K и Ti в единицах структурной формулы.

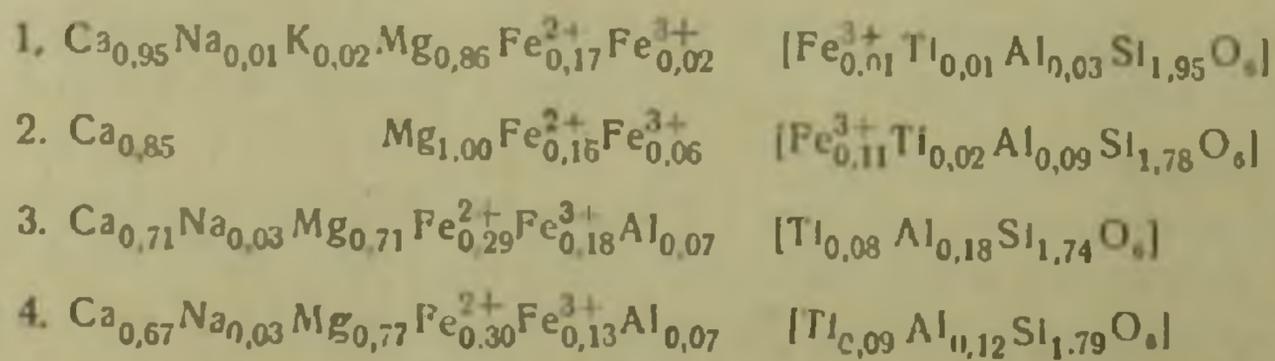
Таблица 7

	1	2	3	4
	обр. 443	обр. 1273	обр. 367	обр. 1
Si	1,95	1,78	1,74	1,79
Ti	0,01 (0,007)	0,02	0,08	0,09
Al	0,03 (0,027)	0,09	0,25	0,19 (0,195)
Fe ³⁺	0,03 (0,032)	0,17	0,18	0,13
Fe ²⁺	0,17	0,16	0,29	0,30
Mg	0,86 (0,865)	1,00	0,71	0,77
Ca	0,95	0,85	0,71	0,67
Na	0,01 (0,009)	—	0,03	0,03 (0,035)
K	0,02 (0,022)	—	—	—

Примечание. В скобках приводятся значения с точностью до третьего знака после запятой.

Таблица 8

Структурные формулы моноклиновых пироксенов диопсид-геденбергитового ряда 1—4



(№ 2874), Р. Х. Гукасяном (№№ 10, 59, 1416), Б. М. Меликсетяном (№№ 497, 212, 267, 1), А. С. Остроумовой («О»), которым авторы приносят свою признательность. Приносим глубокую благодарность А. А. Петросян за выполненные с большой тщательностью химические анализы образцов (№№ 501, 1, «С», 433, 1273).

Мы надеемся, что приведенные данные и в первую очередь диаграммы связи окажут помощь минералогам и петрографам в их трудоемких работах по определению химического состава рассмотренных минералов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 11.II.1963.

Զ. Զ. ՉԻՐՈՒԽՉՅԱՆ, Ռ. Զ. ԽՈՐԵՆՅԱՆ

ԿԱԼԻԱԿԱՆ ԴԱՇՏԱՅԻՆ ՇՊԱՏՆԵՐԻ ԵՎ ՄՈՆՈԿԼԻՆԱՅԻՆ ՊԻՐՈՔՍԵՆՆԵՐԻ
ԿԱԶՄՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ԵՐԿԻՅԿՄԱՆ ԴԻՍՊԵՐՍԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են երկբեկման համեմատական դիսպերսիայի մեթոդի կիրառման արդյունքները, որոնք օգտագործելի են կալիական դաշտային շպատների և մոնոկլինային պիրոքսենների վերաբերյալ «կազմութուն-երկբեկման դիսպերսիա» դիագրամներ կազմելիս:

Հետազոտությունները կատարվել են 395 մինչև 718 $m\mu$ ալիքի երկարություն ունեցող 18 լուսաֆիլտրների միջոցով: Հոդվածում բերված են էտալոնային նմուշների քիմիական անալիզների տվյալները (աղյուսակ 1, 5):

Հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ կալիական դաշտային շպատների համար $\perp Ng$ կտրվածքում որոշվում են 2 օքսիդ (CaO և Al_2O_3), իսկ $\perp Nm$ կտրվածքում՝ 6 օքսիդ (SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , BaO). մոնոկլինային պիրոքսենների համար $\perp Ng$ կտրվածքում որոշվում են 4 օքսիդ (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O). $\perp Nm$ կտրվածքում՝ 3 օքսիդ (CaO , K_2O , TiO_2), իսկ $\perp Np$ կտրվածքում մնացած երեքը (Fe , MgO , MnO):

Հոդվածում բերված են դիագրամներ, որոնց միջոցով, օպտիկական ճանապարհով, որոշվում են կալիական դաշտային շպատների (նկ. 3, 4) և մոնոկլինային պիրոքսենների (նկ. 9—11) քիմիական կազմությունը և նրանց ստրուկտուրային բանաձևներին համասյատասխանող էլեմենտների պարունակությունները (նկ. 5, 6, 12 և 13):

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кузнецов Е. А. О дисперсии двупреломления. Изв. ВУЗ-ов, геология и разведка, № 1, 1959.
2. Кузнецов Е. А. Дисперсионный метод анализа минералов. Научн. доклады Высшей школы, геолого-географич. науки, № 2, 1959.
3. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых амфиболов (автореферат доклада). БМОИП, отд. геол., 34, № 2, 1959.
4. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых слюд ряда флогопита-биотита. Вест. МГУ, сер. геол., № 2, 1960.
5. Кузнецов Е. А., Чеховских М. М. О составе и дисперсии двупреломления клинохлора из Карабаша на Урале. Вест. МГУ, сер. геол., № 4, 1960.

6. Кузнецов Е. А. Еще о дисперсии двупреломления и химическом составе амфиболов из кварцевых диоритов и из габбро Урала. Вест. МГУ, сер. геол., № 5, 1960.
7. Кузнецов Е. А., Ли-Чжао-лин. Дисперсия двупреломления, химический состав и структура бериллов. Вест. МГУ, сер. геол., № 6, 1960.
8. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления и структура мусковита. Вест. МГУ, сер. геол., № 1, 1961.
9. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Вест. МГУ, сер. геол., № 5, 1961.
10. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат, М., 1962.
11. Кузнецов Е. А., Чибухчян З. О. О возможности определения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. Советская геология, № 2, 1963.
12. Чибухчян З. О. О методе сравнительной дисперсии двупреломления и дисперсия двупреломления роговых обманок. Госгеолтехиздат, Сборник докладов, 1963.
13. Чибухчян З. О. К вопросу о возможности определения абсолютного возраста калиевых полевых шпатов методом сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат, Сборник докладов, 1963.
14. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН АрмССР, т. 37, № 4, 1963.

ПЕТРОГРАФИЯ

С. О. АЧИКГЕЗЯН

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ТАНДЗУТСКОМ
СЕРНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Тандзутское месторождение изучено многими исследователями и считается перспективным в отношении серноколчеданного, золоторудного и полиметаллического оруденения. Но метасоматическим породам посвящены лишь работы С. Ш. Саркисяна (Саркисян, 1958, 1962), в которых выяснены только некоторые вопросы минералогии гидротермальных изменений.

В настоящей работе сделана попытка восполнить пробел относительно пространственного размещения, химизма и условий образования фаций метасоматитов.

Район месторождения характеризуется широким развитием как эффузивных и субвулканических, так и интрузивных образований.

Вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена широко распространены и отличаются исключительной разнообразностью; они в основном представлены различными порфиритами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и порфиритовыми брекчиями, слагающими Агстевскую антиклинальную складку северо-западного простирания.

Субвулканические породы среднеэоценового возраста обнажаются северо-западнее с. Лермонтово, в пределах Тандзутского рудного поля и представлены кварцевыми порфирами. Эти породы в районе Лермонтовского выхода пересекают вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена и слагают субвулканическое тело грибообразной формы. В пределах же Тандзутского рудного поля кварцевые порфиры с вулканогенно-осадочными породами в основном залегают согласно и представлены разрозненными, небольшими по размерам, выходами. Эти породы наиболее интенсивно подверглись гидротермальным изменениям и вмещают серноколчеданное и полиметаллическое оруденение, соответственно представленное пологопадающими на юг линзами и вкрапленностью.

Интрузивные породы в непосредственной близости от месторождения обнажаются в пределах Геджалинской и Хндзорутской интрузивных тел, где они представлены гранодиоритами и диоритами и имеют послесреднеэоценовый — доверхнеэоценовый возраст.

В районе месторождения более или менее интенсивным гидротермальным изменениям подверглось подавляющее большинство пород, но ниже будут рассматриваться изменения кварцевых порфиров, кварцевых

порфириров и туфопесчаников; последние подверглись аналогичным с кварцевыми порфирами изменениям и по химизму близки с ними.

Изучение около 500 прозрачных шлифов гидротермально измененных пород приводит к заключению, что вышеуказанные породы подвергнуты пропилитизации, с развитием почти всех характерных минеральных фаций пропилитовой формации, начиная с самой внешней — амфиболо-эпидотовой вплоть до самой внутренней — кварцево-серицитовой, являющейся переходной фацией пропилитов во вторичные кварциты (Наковник, 1947).

Формация вторичных кварцитов представлена неполным комплексом фаций — монокварцевой, диаспоровой, алунитовой, баритовой, пиррофиллитовой и серицитовой.

Данная естественная последовательность фаций, по Накovníку (Наковник, 1947), свойственна кислым и средним породам.

Характерной особенностью данного комплекса фаций является отсутствие в нем корундовой, андалузитовой и каолиновой фаций и присутствие баритовой фации, как самостоятельной, в общем ряду вторичных кварцитов.

Следует отметить, что до настоящего времени в литературе по метасоматическим породам не отмечалось наличия кварцево-баритовой фации в комплексе вторичных кварцитов.

Изучение шлифов кварцево-баритовых пород без или с пиррофиллитом ясно показывает, что барит встречается не в виде прожилков, а в виде псевдоморфоз, вероятно, по полевым шпатам, и нередко или замещается пиррофиллитом, или пиррофиллит окружает барит, так что можно говорить о более раннем образовании барита по сравнению с пиррофиллитом.

Вкратце остановимся на описании основных минеральных фаций пропилитов и вторичных кварцитов.

А. Формация пропилитов

1. Альбитизированный, амфиболизированный, эпидотизированный и хлоритизированный кварцевый порфир. Порода имеет порфирировую структуру с фельзитовой основной массой. Порфирировые выделения занимают около 30—40% общей массы породы и представлены фенокристаллами корродированного кварца, апондезина (№№ 30—32) и моноклинного апопироксена.

Основная масса сложена мелкими кристалликами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Акцессории представлены магнетитом, сфеном, цирконом, апатитом и др.

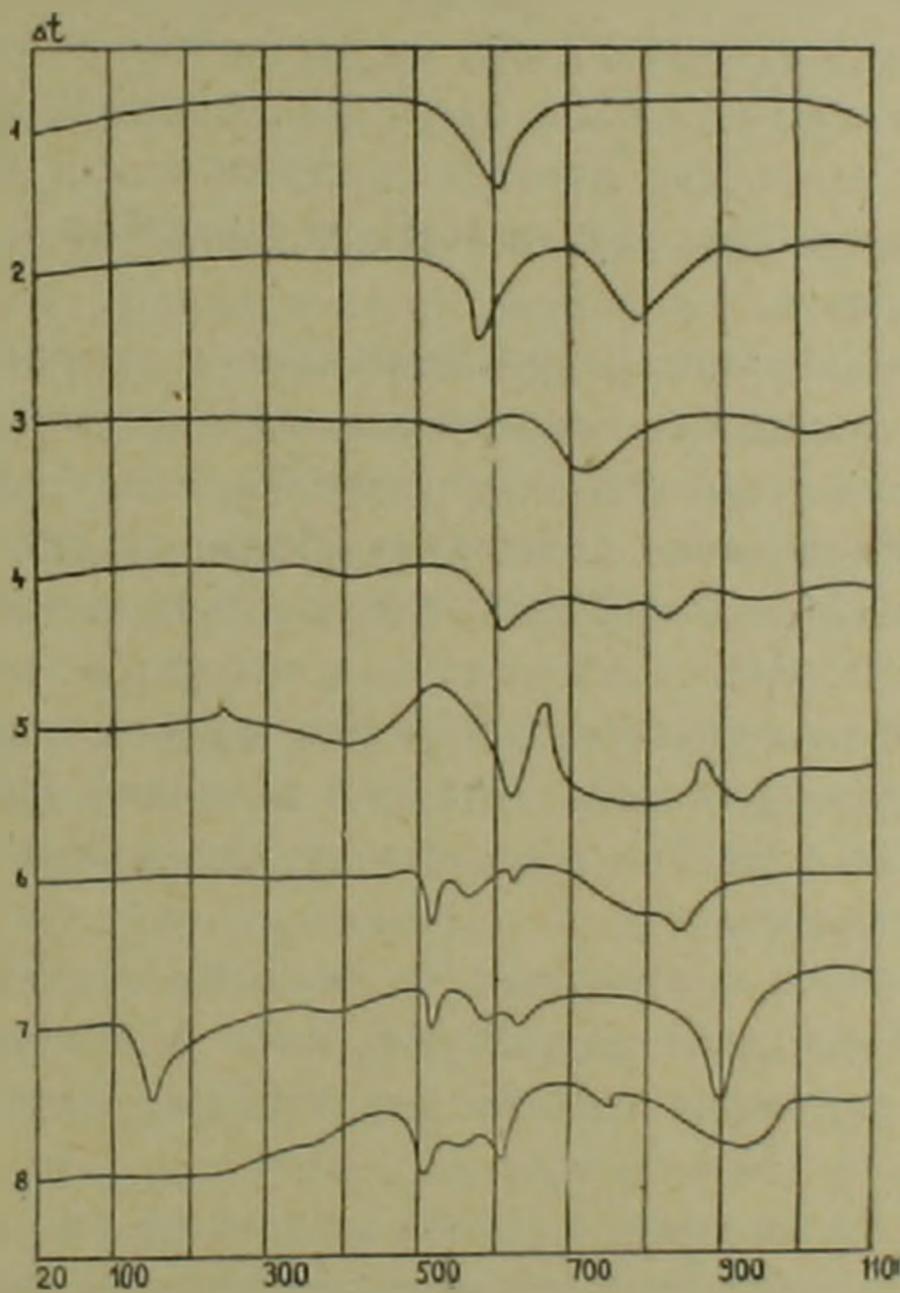
Порфирировые выделения плагиоклаза иногда почти нацело замещаются или альбитом, или эпидотом, но чаще всего они лишь частично замещаются альбитом, эпидотом, карбонатом, серицитом и, реже, хлоритом.

От первичного моноклинного пироксена остались только характерные формы его кристаллов, которые полностью замещены волокнистым агрегатом актинолитовой роговой обманки, чешуйками хлорита группы грохаунит-прохлорит и агрегатами лейкоксена и магнетита*.

2. Альбитизированный, хлоритизированный, карбонатизированный и окварцованный кварцевый порфир. Здесь андезин частично или полностью замещен альбитом, карбонатом, хлоритом и кварцем, а апофенокристаллы моноклинного пироксена замещены в основном хлоритом, кварцем и рутилом.

Карбонат представлен как кальцитом, так и доломитом, сидеритом и магнезитом. Иногда наблюдаются скопления гипса в прожилках или в массе.

Акцессории остались неизменными за исключением магнетита, превращенного в пирит.



Фиг. 1. Кривые нагревания некоторых минералов метасоматических пород. 1 — диапор, 2 — алунит, 3 — пирофиллит с кварцем, 4 — грохаунит-прохлорит, 5 — хлорит с доломитом, 6 — сидерит с кальцитом и хлоритом, 7 — кальцит с гипсом, хлоритом и сидеритом, 9 — магнезит с анкеритом, сидеритом?, хлоритом и пиритом.

* В таблице 1 приведены некоторые оптические данные. Для некоторых минералов приводятся также термограммы, полученные автором на термической установке .ТУ--1* (фиг. 1).

Таблица 1

Минералы	Оптические константы				
	Ng	Nm	Np	Ng—Np	2V
Актинолит	1,665	1,653	1,639	0,021	≈ -80°
Эпидот	1,756	1,744	1,724	0,032	≈ -70°
Грохаунит-прохлорит	—	1,606	—	—	—
Серицит-фенгит	1,584	1,580	1,548	0,036	≈ -20°
Пирофиллит	1,598	1,582	1,547	0,051	= - (59—60°)
Барит-целестин	1,636	1,628	1,627	0,009	= + (38—39°)
Натроалунит	1,592	—	1,574	0,018	—
Диаспор	1,752	1,724	1,702	0,050	≈ +80°

Примечание: Ошибка определения показателей преломления составляет $\pm 0,002$.

3. Хлоритизированный, серицитизированный и окварцованный кварцевый порфир. В породе пластинки андезита частично или полностью замещены серицитом и кварцем, фенокристаллы же апоклинопироксена замещены хлоритом, кварцем и мелкими агрегатами рутила.

Основная масса также хлоритизирована и серицитизирована. Иногда наблюдается замещение хлоритовых чешуек серицитом, но в основном серицит и хлорит так тесно переплетены между собой, что их почти одновременное образование кажется наиболее вероятным.

Иногда крупные апопорфировые выделения темноцветных минералов сопровождаются «хвостом» из рутила, что указывает на направление выноса или движения поровых растворов, причем чем дальше от «материнского» порфирового выделения, тем величина зерен рутила уменьшается. Чаще всего развитие агрегатов рутила ограничивается размерами апофенокристалла.

Пирит образуется, в основном, на фоне темноцветных минералов и магнетита и окружен либо хлоритовой, либо серицитовой оторочкой.

В породе, кроме первичного кварца, остались неизменными также циркон и апатит.

4. Окварцованный и серицитизированный кварцевый порфир. Порода сложена мелкими чешуйками серицита и более или менее крупными кристалликами кварца. Есть отдельные участки, обогащенные тем или другим минералом.

Окварцевание и серицитизация являются единым процессом, что доказывается тесными взаимными переплетениями кристалликов кварца и серицита.

В породе почти всегда в том или ином количестве присутствует пирит, а другие сульфиды (сфалерит, галенит, халькопирит) наблюдаются реже.

Кварцево-серицитовые породы представляют значительный интерес в том отношении, что вмещают и сопровождают полиметаллическое оруденение.

Следует отметить, что внешние фации пропилитов часто содержат минералы внутренней—кварцево-серицитовой фации. Кроме того, все фации, исключая самую внешнюю, содержат рутил.

Б. Формация вторичных кварцитов

1. Монокварцит. Порода почти нацело состоит из кварца, представленного бесформенными зернами разных размеров. Иногда в незначительном количестве присутствуют пирофиллит, серицит и рутил.

2. Окварцованный и диаспоризированный кварцевый порфир. Здесь диаспор нередко составляет 30—40% общей массы породы и представлен почти изометрическими, коротко призматическими, изредка удлиненными кристаллами, проявляющими косое погасание, что характерно для разновидностей диаспора—кайзерита или танатарита (?).

В диаспоризированной породе всегда присутствует пирофиллит, иногда также алунит. Ясных взаимоотношений между диаспором и алунитом в пределах одного и того же шлифа нами не удалось обнаружить, так что говорить о последовательности их образования не приходится. Однако диаспор и алунит явно разъедаются пирофиллитом.

В диаспор-пирофиллитовой породе иногда наблюдается колломорфный пирит, который пространственно тяготеет к пирофиллитовым скоплениям.

3. Окварцованный и алунитизированный кварцевый порфир. Порода состоит из или почти изометрических, или короткопризматических кристаллов алунита (25—45%) и кварца (55—75%).

В отличие от кварцево-диаспоровых, кварцево-алунитовые породы не всегда содержат пирофиллит, но нередко пирофиллит присутствует в значительных количествах, иногда преобладая над алунитом и замещая его. Наряду с псевдоморфозами по алуниту часто наблюдаются пирофиллитовые прожилки, пересекающие кварцево-алунитовую массу.

Чистые кварцево-алунитовые породы не содержат пирит; наблюдаются лишь небольшие скопления гематита и рутила. Но в кварцево-алунитовых породах с пирофиллитом иногда встречается и пирит.

4. Окварцованный и баритизированный кварцевый порфир. В среднем в кварцево-баритовой породе количество барита составляет 20%, а кварца—80%. Нередко присутствует пирофиллит, который иногда образует заметные скопления.

Интересен тот факт, что в кварцево-баритовых породах алунит является редкостью, несмотря на то, что и барит, и алунит сульфаты, и условия их образования приблизительно одинаковы.

Барит образует почти изометрические зерна, чаще всего, округлой

формы. Он никогда не был встречен в виде прожилок вместе с другими характерными жильными минералами — карбонатом или гипсом.

Часто баритовые зерна пронизаны пирофиллитовыми чешуйками или обгибаются ими, что указывает на более раннее образование барита по отношению к пирофиллиту (фиг. 2, 3).



Фиг. 2. Барит (бр) разъедается и цементируется пирофиллитовыми скоплениями (пр). Шлиф прозр., ник. II, ув. 300х.



Фиг. 3. Замещение барита (бр) пирофиллитом (пр). Шлиф прозр. ник. II, ув. 300х.

Иногда в кварцево-баритовой породе с пирофиллитом наблюдаются также единичные зерна диаспора, замещающиеся пирофиллитом, но взаимоотношения диаспора и барита нам не удалось установить.

5. Окварцованный и пирофиллитизированный кварцевый порфир. Порода сложена более или менее мелкими чешуйками пирофиллита и почти бесформенными зернами кварца, причем количество минералов варьирует в широком интервале.

Сравнительно крупные выделения пирофиллита встречаются в виде очень характерных для него кристаллов — солнц, бутонов и всевозможных пластинчато-лучистых образований.

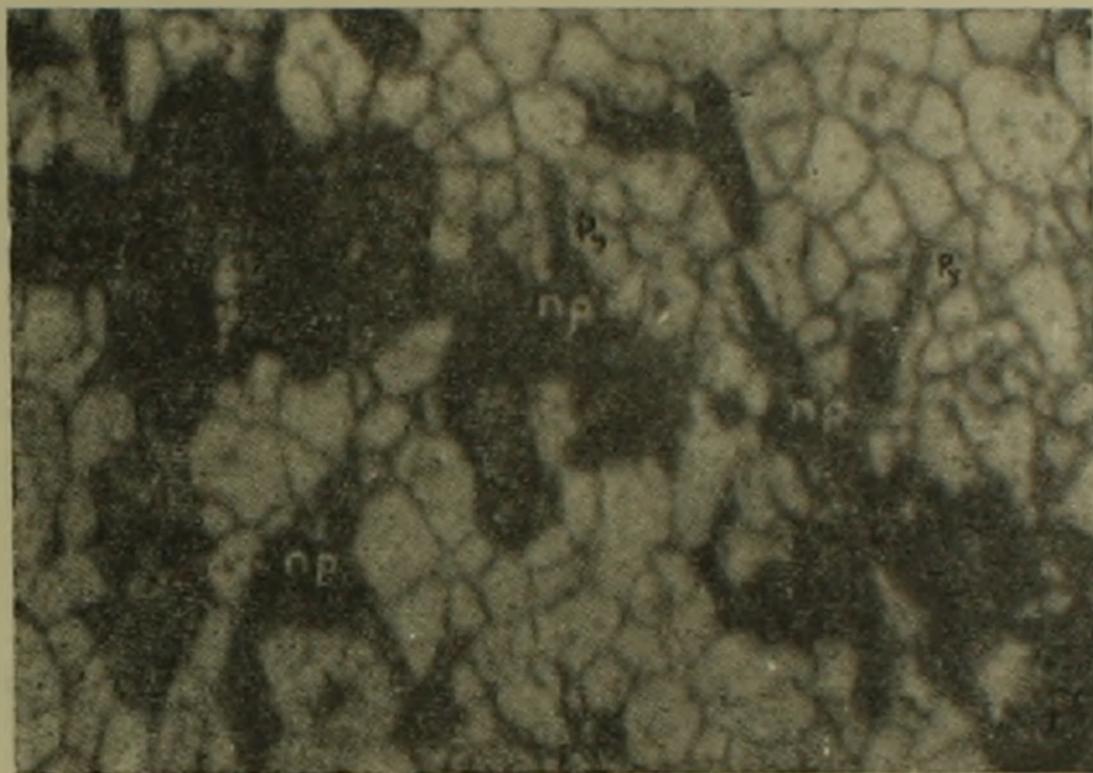
В кварцево-пирофиллитовых породах, как было отмечено, нередки случаи присутствия главнейших минералов предыдущих фаций вторичных кварцитов — диаспора, алунита и барита, которые наблюдаются в виде корродированных пирофиллитом кристаллов.

В кварцево-пирофиллитовых породах почти всегда в том или ином количестве присутствует пирит, который иногда, в пределах рудных линз, резко преобладает над пирофиллитом.

Изучение взаимоотношений пирофиллита и пирита в прозрачных и в протравленных полированных шлифах показало, что пирофиллит образовался частично до массового отложения мелкозернистого колломорфного пирита, о чем свидетельствуют включения пирофиллита в пирите, частично совместно с пиритом, о чем говорят их тесные взаимные прорастания, частично после массового отложения пирита, так как при изучении аншлифов после электродного травления при большом увеличении, видно как мелкие кристаллики пирита, как ножом, срезаны пирофиллитовыми чешуйками (фиг. 4).

Отсюда можно предполагать, что пиррофиллитизация длилась дольше, чем массовое отложение сернистого колчедана, и то, что образование больших скоплений пирита составляет лишь эпизод всего процесса пиррофиллитизации, во всяком случае нам, кажется несомненным.

В кварцево-пиррофиллитовой породе иногда в том или ином количестве встречается серицит, который легко отличается от пиррофиллита более низким двупреломлением и мелкочешуйчатостью. Скопления серицита окружают пиррофиллитовые выделения и замещают их. Интересно отметить, что в пиритовых агрегатах окруженных серицитом наблюдаются



Фиг. 4. Отдельные кристаллики пирита (Py) пронизываются пиррофиллитовыми чешуйками (пр.). Аншлиф протравлен электродным методом, ув. 300X.

островки пиррофиллита, что указывает на более позднее образование серицита по сравнению с пиррофиллитом, связанным с пиритом.

Распространение минеральных фаций метасоматитов на Тандзутском месторождении указано на схематической карте (фиг. 5).

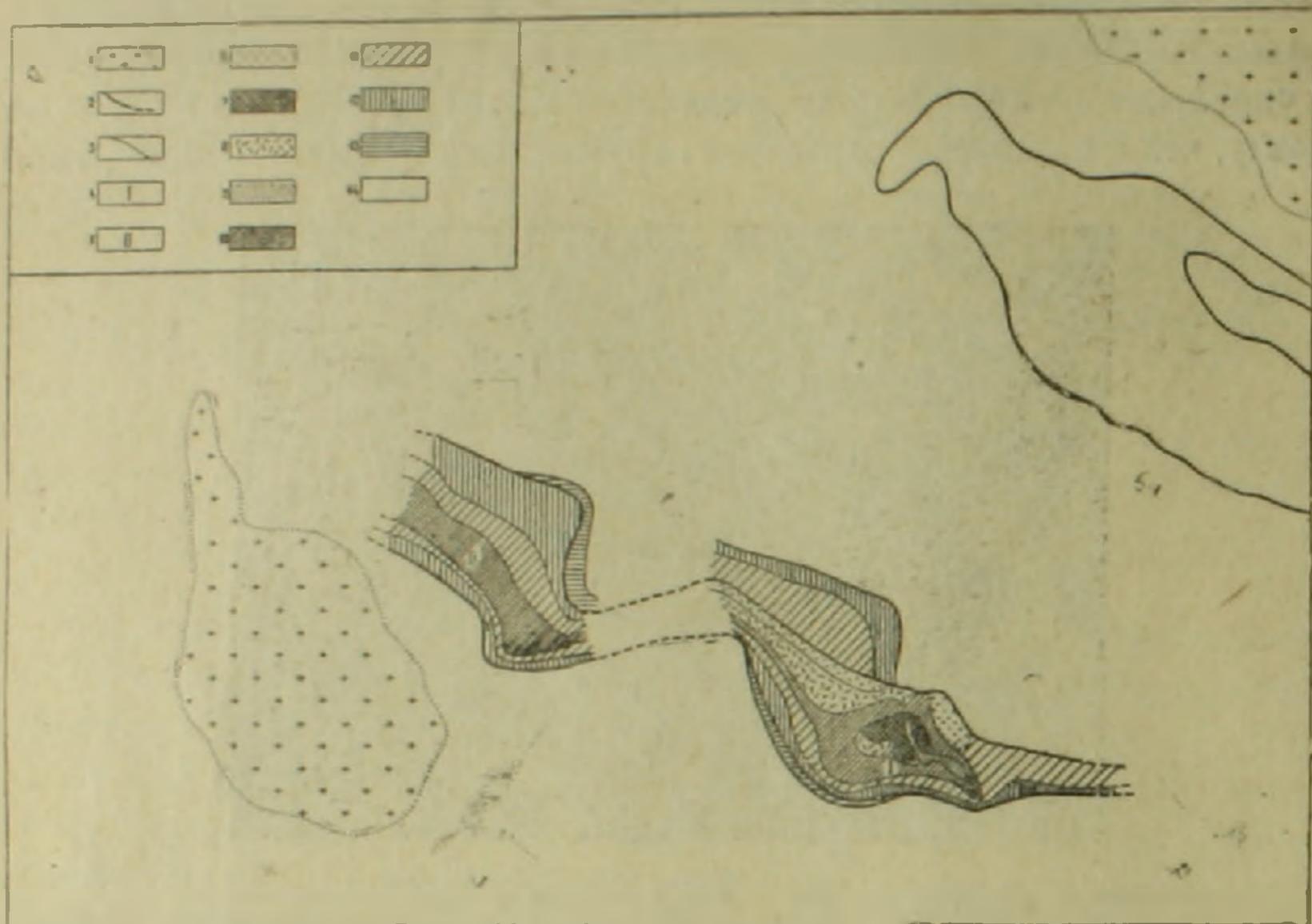
Оттуда видно, что амфиболо-эпидотовым изменением охвачен почти весь Лермонтовский выход кварцевых порфиров и все породы вулканогенно-осадочной толщи.

Хлорито-карбонатная фация имеет незначительное развитие на Лермонтовском выходе, но зато слагает мощные зоны на Тандзутском и, в особенности, на Андраникском участках. Правда, на поверхности это слабо выражено, но в многочисленных скважинах хлорито-карбонатные породы с гипсом или без него прослеживаются до конечных глубин, достигнутых бурением (около 275 м). Хлорито-карбонатное изменение развито, в основном, по порфиритам; кварцевые порфиры реже подвергаются этому типу изменения, причем в таких случаях мощность этой фации несравненно меньше, чем в порфиритах.

Выше по разрезу и в горизонтальном направлении хлорито-карбонатные породы сменяются хлорито-серицитовыми, которые в равной мере развиты как на поверхности, так и в глубине. Эти изменения наи-

более характерны для порфиритов и кварцевых порфиритов и меньше развиты в кварцевых порфирах.

В вертикальном и горизонтальном направлениях хлорито-серицитовые породы переходят в кварцево-серицитовые. Процесс окварцевания и серицитизации в кварцевых порфирах и кварцевых порфиритах протекал



Фиг. 5. Схематическая карта развития метасоматических фаций в районе Тандзутского месторождения. 1—гранодиориты, 2—контуры кварцевых порфиров и кварцевых порфиритов, 3—контуры метасоматических фаций, 4—Тандзутский участок, 5—Андраникский участок, 6—монокварцевая фация, 7—кварцево-диаспоровая фация, 8—кварцево-алунитовая фация, 9—кварцево-баритовая фация, 10—кварцево-пирофиллитовая фация, 11—кварцево-серицитовая фация, 12—хлорито-серицитовая фация, 13—хлорито-карбонатная фация, 14—амфиболо-эпидотовая фация.

интенсивней, чем в порфиритах; в последних в стерильно чистом виде эта фация вообще не встречается, в ней всегда присутствуют минералы более внешних фаций пропилитов—альбит, хлорит, карбонат.

Кварцево-серицитовые породы окаймляют весь комплекс вторичных кварцитов и в первую очередь кварцево-пирофиллитовые породы.

Переход между кварцево-серицитовыми и кварцево-пирофиллитовыми породами происходит постепенно. В разрезе скважин, заданных на Тандзутском участке на более глубоких отметках встречаются кварцево-серицитовые породы, кверху переходящие в кварцево-пирофиллитовые с колломорфным пиритом.

На Тандзутском участке кварцево-пирофиллитовые породы в вертикальном и горизонтальном направлениях сменяются на восточном фланге кварцево-баритовыми, а на западном—кварцево-алунитовыми образованиями.

Кварцево-диаспоровые породы с пирофиллитом, иногда с алунином или баритом составляют ядро вторичных кварцитов и расположены севернее карьера Тандзутского участка. Небольшой выход кварцево-диаспоровых пород встречен на восточном фланге месторождения.

Кварцево-алунитовые породы широко распространены в северо-западной части Тандзутского выхода кварцевых порфиров. Севернее они сменяются монокварцитами, которые ограничиваются контурами Тандзутского выхода.

Монокварциты вне кварцевых порфиров граничат с окварцованными и серицитизированными порфиритами.

В восточной части выхода монокварцевые породы с юга примыкают к кварцево-пирофиллитовым, а с востока — к кварцево-серицитовым породам. Характер перехода этих фаций не установлен, ввиду сильной задернованности местности.

Кварцево-баритовые породы с пирофиллитом или без него слагают разветвленное узкое тело, которое на глубину не прослежено, ввиду отсутствия выработок, но по-видимому, оно переходит в окварцованные и пирофиллитизированные породы.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что на Тандзутском месторождении в более или менее четком виде наблюдается горизонтальная зональность метасоматических фаций.

Внутренние фации вторичных кварцитов занимают центральное положение в ореоле гидротермально измененных пород и окружены более внешними фациями вторичных кварцитов, почти всегда закономерно переходящими в пропилиты.

Выявлена также отчетливая вертикальная зональность, выраженная в закономерной смене фаций вторичных кварцитов с глубиной в пропилиты.

Для выяснения примерного хода процесса образования различных типов метасоматических пород, рассмотрим поведение основных компонентов, слагающих минералы отдельных фаций, исходя из результатов подсчета «привноса-выноса» с учетом пористости (Наковник, 1958) 21 полного силикатного анализа гидротермально измененных пород.

Для сравнения химических составов метасоматических пород со свежей разностью был взят сборный эталонный химический состав, полученный от усреднения 6 химических анализов сравнительно свежих кварцевых порфиров из Лермонтовского выхода.

Разбор баланса вещества при метасоматозе дан по отдельным фациям метасоматических пород в общем виде, не рассматривая отдельные разрезы, так как образцы анализируемых пород не умещаются в какой-нибудь конкретный разрез.

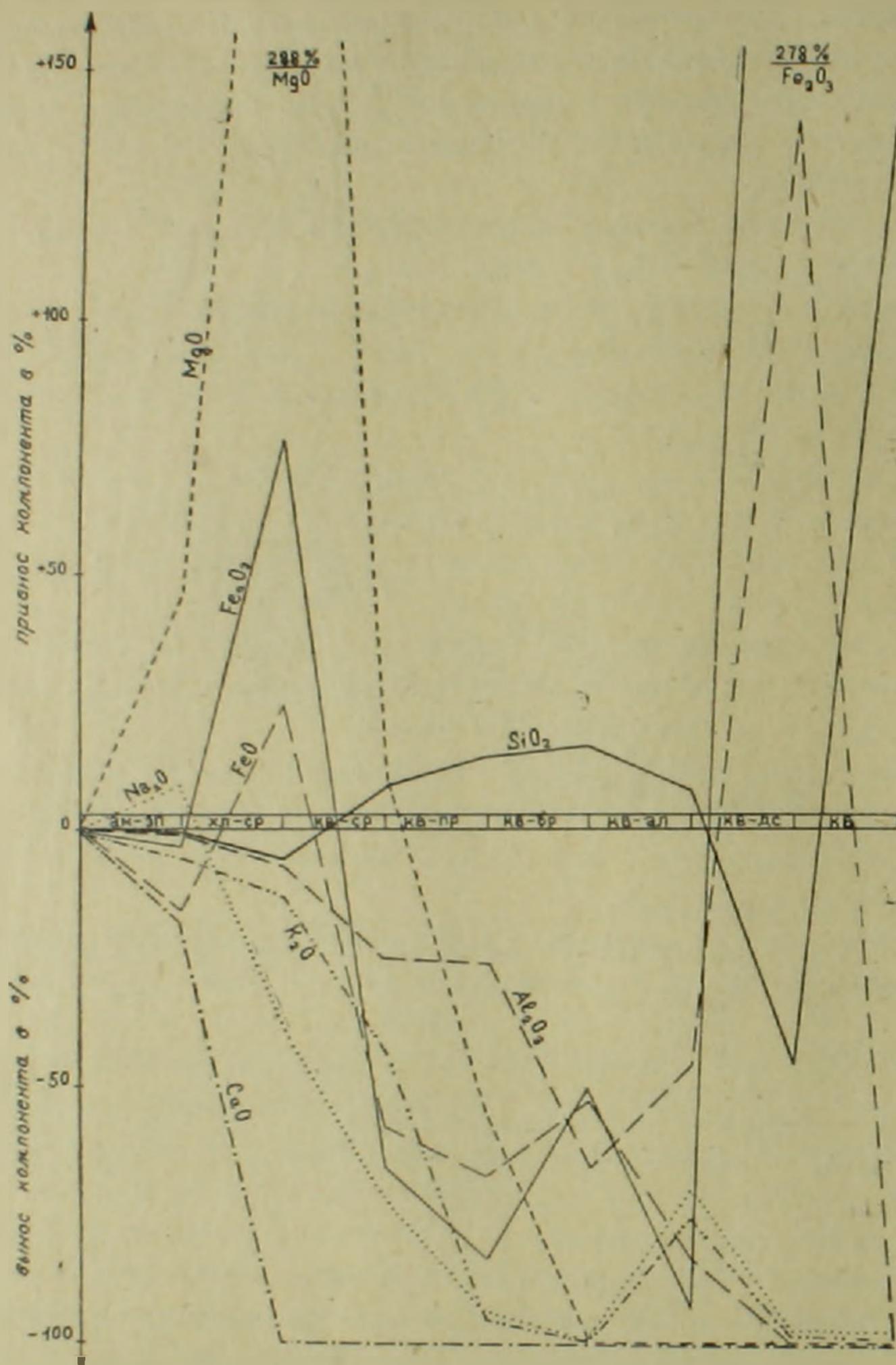
Результаты подсчета «привноса-выноса» вещества при метасоматозе в обобщенном виде приведены на диаграмме (фиг. 6).

Из диаграммы видно, что если в пропилитах поведение SiO_2 и Al_2O_3 одинаково, то во вторичных кварцитах они ведут себя по-разному.

FeO и Fe_2O_3 тесно связаны друг с другом как в пропилитах, так и во

вторичных кварцитах. То же самое можно отметить и в отношении Na_2O и K_2O ; их поведение различно только в амфиболо-эпидотовой фации.

На наш взгляд интересно отметить натровый характер алунитов



Фиг. 6. Диаграмма баланса вещества по метасоматическим фациям. ам—эп—амфиболо-эпидотовая фация, хл—ср—хлорито-серицитовая фация, кв—ср—кварцево-серицитовая фация, кв—пр—кварцево-пиррофиллитовая фация, кв—бр—кварцево-баритовая фация, кв—ал—кварцево-алунитовая фация, кв—дс—кварцево-диаспоровая фация, кв—монокварцевая фация.

Тандзутского месторождения. Если в сравнительно свежем кварцевом порфире соотношение Na_2O и K_2O составляет 1,3 : 1, то в окварцованном и алуниitized кварцевом порфире это соотношение возрастает до 1,7 : 1. Но при этом показатели преломления и двупреломление алуниита

почти не отличаются от таковых некоторых калиоалунитов, приведенных в сводке Н. И. Наковника (Наковник, 1948), где $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 0,17 : 1$.

В серицитах месторождения парагонитовый минерал также играет немаловажную роль; соотношение Na_2O к K_2O здесь в среднем составляет $0,5 : 1$, т. е. парагонитовая молекула составляет около 35%.

Теперь вкратце рассмотрим вероятные физико-химические условия и механизм формирования вышеперечисленных минеральных фаций пропилитов и вторичных кварцитов.

Исходя из общих соображений насчет протекания процесса приконтактового выщелачивания в понимании Д. С. Коржинского (Коржинский, 1955), из имеющихся в настоящее время экспериментальных данных по синтезу минералов вторичных кварцитов и пропилитов (обобщенные результаты приводятся в следующих работах — Логинов, 1951; Наковник, 1947, 1954), а также работ, проведенных в областях активного вулканизма (Набоко, 1962) ход развития процесса образования минеральных фаций можно представить себе следующим образом.

При остывании очагов субвулканических кварцевых порфиров образуются послемагматические растворы, по причине сжатия пород поднимающиеся кверху и имеющие щелочную реакцию ($\text{pH} = 9-11$).

При высоких температурах растворы равновесны с кристаллизующейся массой, а при поднятии вверх, где остывание протекает быстрее и образуется разность температур между раствором и породой, раствор уже способен на реакцию с кристаллизующейся массой. Так образуется внешняя минеральная фация пропилитов — амфиболо-эпидотовая.

По мере понижения температуры и поднятия растворов повышается их кислотность и они становятся недосыщенными. Так, в самом субвулканическом теле амфиболо-эпидотовая фация сменяется хлорито-карбонатной, эта — хлорито-серицитовой, а последняя — кварцево-серицитовой. Мы здесь наблюдаем смену кислотности растворов от щелочных до нейтральных. Поток послемагматических растворов при приближении к контактовой части кварц-порфирового тела становится более ограниченным и сосредоточенным. Тем временем происходит резкое повышение кислотности растворов (pH до 2) как по мере падения температуры, так и в результате окисления сульфид-иона за счет кислорода, содержащегося в породах или в подземных водах. Так в растворах большую роль приобретает сульфат-ион.

Кислые растворы интенсивно выщелачивают все породообразующие компоненты как эндо-, так и экзоконтактовой части кварцевых порфиров, частично даже SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 , образуя монокварцевую, кварцево-диаспоровую, кварцево-алунитовую, кварцево-баритовую и кварцево-пиррофиллитовую фации.

По мере образования минеральных фаций вторичных кварцитов падает кислотность растворов (pH до 6—7) и при дальнейшей циркуляции уже происходит кварцево-серицитовое или хлорито-серицитовое изменение с переходом в слабоизмененные породы.

Вышеизложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. На Тандзутском месторождении выявлены характерные метасоматические фации пропилитов и вторичных кварцитов, в распространении которых наблюдается более или менее четко выраженная вертикальная и горизонтальная зональность.

2. Выделяется кварцево-баритовая фация, как самостоятельная, в общем ряду вторичных кварцитов.

3. Метасоматические преобразования кварцевых порфиров и кварцевых порфиритов происходили за счет воздействия газогидротерм, выделившихся из остывающих очагов субвулканических кварцевых порфиров в течение единого гидротермального этапа.

4. Серноколчеданное оруденение пространственно и генетически тесно связано с кварцево-пиррофиллитовыми породами, а полиметаллическое оруденение — с кварцево-серицитовыми. Следовательно, пиррофиллитизация и серицитизация являются поисковыми критериями соответственно для серноколчеданного и полиметаллического оруденений.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4.III.1964

II. Հ. ԱՉԻԳԵՅԱՆ

ՏԱՆԶՈՒՏԻ ԾՄՄԲԱԿՈՂԵԿԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԵՏԱՍՈՄԱՏԻԿ ԱՌԱՋԱՑՈՒՄՆԵՐԸ

Ս. մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում շարադրված են Տանձուտի կողեղանային հանքավայրում տարածված մերձհանքային հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների հետազոտության արդյունքները, որոնք հեղինակին թույլ են տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները.

1. Հանքադաշտում կվարցային պորֆիրների և կվարցային պորֆիրիտների հաշվին առաջացել են պրոպիլիտների և երկրորդային կվարցիտների համար բնորոշ մետասոմատիկ ֆազիաներ, որոնց տարածման մեջ դիտվում է առավել կամ պակաս պարզորոշ արտահայտված ուղղաձիգ և հորիզոնական զոնալականություն:

2. Երկրորդային կվարցիտների շարքում առանձնացվում է կվարց-բարիտային ինքնուրույն ֆազիա:

3. Կվարցային պորֆիրների և կվարցային պորֆիրիտների մետասոմատիկ վերափոխումներն առաջացել են սուբհրարխային կվարցային պորֆիրների սառչող օջախներից անջատված գաղահիդրոթերմալ ազդեցության տակ մեկ հիդրոթերմալ փուլում:

4. Ծծմբակողեղանային հանքայնացումը տարածականորեն հարում է կվարց-պիրոֆիլիտային, իսկ բազմամետաղային հանքայնացումը՝ կվարց-սերիցիտային ապարներին. այս փաստը, ինչպես նաև պիրոֆիլիտի, սերիցիտի ու պիրիտի փոխհարաբերությունների մանրակրկիտ ուսումնասիրու-

Յշունները գալիս են ասելու, որ բացի տարածականից նրանց միջև կա նաև ժաղումնային սերտ կապ: Հետևաբար, պիրոֆիլիտացումն ու սերիցիտացումը հանդիսանում են որոնման շափանիշներ տվյալ հանքադաշտի սահմաններում համապատասխանաբար ծծմբակոլչեղանային և բազմամետաղային տիպերի հանքայնացման հայտնաբերման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., 1955.
2. Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Тр. ИГН АН СССР, серия рудных месторождений, вып. 134, № 15, 1951.
3. Набоко С. И. Послемагматические процессы в области активного вулканизма. Автореферат дисс. на соиск. уч. степени докт. геол.-мин. наук, М., 1962.
4. Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1947.
5. Наковник Н. И. Алунит, его типы и связь с боковыми породами и рудными жилами. ЗВМО, № 1, 1948.
6. Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. ЗВМО, № 2, 1954.
7. Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. ЗВМО, № 4, 1958.
8. Саркисян С. Ш. О гидротермальных изменениях вмещающих пород Тандзутского серноколчеданного месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5, 1958.
9. Саркисян С. Ш. Основные черты геологии и генезиса Тандзутского серноколчеданного месторождения. Геологический сб. № 2, КИМСа, М., 1962.

МИНЕРАЛОГИЯ

В. О. ПАРОНИКЯН

ХАРАКТЕР МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ
ФОРМАЦИИ РУД АЙОЦДЗОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
АРМЯНСКОЙ ССР

Полиметаллическая формация руд преимущественно развита в Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоне и отличается от руд аналогичного типа, приуроченных к другим структурно-металлогеническим зонам. Эти руды довольно интенсивно проявляются в месторождениях и рудопроявлениях Айоцдзорского рудного района (Газма, Гюмушхана, Азатек, Каялу и др.). Генетически они тесно связаны с рудами медно-молибденовой формации [5] и представляют поздние члены единого многостадийного рудного процесса, развивающегося от медно-молибденовой к полиметаллической и др. более поздним формациям руд. Пространственно рассматриваемая формация локализуется обычно на флангах рудных полей и на участках погружения крупных антиклинальных структур.

В пределах исследуемого рудного района широко развиты вулканогенно-осадочные породы третичного возраста, главным образом, среднего эоцена [1, 4]. Исследователями указывается наличие также комплексов пород нижнего и верхнего эоцена. Образования олигоцена (?) особенно широко развиты в восточных и северо-восточных частях района (К. Н. Паффенгольц, 1952) и представлены андезитами, андезито-дацитами, их туфами и туфобрекчиями. Эти породы другими исследователями отнесены к эоцену или же частично к миоцену [2].

В структурном отношении Айоцдзорский рудный район приурочен к участку погружения крупного антиклинория [5], определяющего характер его магматизма и металлогении. Складчатые структуры небольшого масштаба в сочетании с дизъюнктивными нарушениями контролируют размещение интрузивных массивов и рудной минерализации.

Морфологически интрузивные породы представлены небольшими штоками оваловидной и изометрической формы (Каялинская, Газминская и Гюмушханская) и прорывают весь вышеуказанный комплекс пород третичного возраста. Внедрение этих интрузий происходило тремя последовательными магматическими фазами [6]: монцонитовая (Гюмушханская группа), промежуточная — диорит-порфирировая (часть Газминской группы) и граносиенитовая (Каялинская интрузия).

Небольшое развитие имеют также парагенетически тесно связанные с рудной минерализацией породы жильного комплекса основного и кислого составов.

Рудные тела в виде жил и, реже — зон с вкрапленно-прожилковым оруденением залегают в эоценовых породах, представленных порфиридами, их туфами и туфобрекчиями, туфопесчаниками, туффитами, туфоконгломератами (Газма, Азатек), андезитами (Гюмушхана), преимущественно вокруг экзоконтактов интрузий и иногда переходят в них. На Каялинском месторождении рудные тела, в основном, залегают среди гранитоидной интрузии и местами переходят во вмещающие вулканогенно-осадочные образования.

Минералогический состав руд, стадии минерализации и характер их размещения в рудных месторождениях

Минералогический состав гипогенных руд месторождений Каялу, Гюмушхана, Газма и Азатек довольно разнообразен и приведен в таблице 1*. Как следует из приведенной таблицы, полиметаллические (Каялу, Гюмушхана, Газма) и свинцово-сурьмяные (Азатек) руды исследуемого района по минералогическому составу довольно сходны между собой и отличаются различными количественными соотношениями рудообразующих минералов.

Эти минералы в исследуемом рудном районе группируются в отдельные парагенетические ассоциации, которые, согласно детальным минералогическим исследованиям, принадлежат к разным стадиям рудной минерализации.

Сложный характер распределения оруденения в пространстве, телескопированность руд отдельных стадий в значительной степени затрудняют установление истинного направления развития рудного процесса. Этим частично объясняется тот факт, что для каждого месторождения выдвинуты различные схемы стадийности и этапности, иногда противоречащие друг другу.

Генетическая взаимосвязанность рудной минерализации на различных участках ее проявления в исследуемом районе, довольно сходные минералогико-геохимические особенности отдельных стадий пульсирующего рудного процесса на разных месторождениях позволяют произвести расчленение постмагматического гидротермального рудного этапа для всего района в целом.

Критериями, послужившими основой для расчленения этого единого рудного процесса на этапы и стадии, являются:

1. Структуры пересечения и цементации минералов ранних парагенезисов-поздними (фиг. 1). Установлены, например, пересечения руд пирит-халькопиритовой стадии рудами полиметаллической на месторождениях Газма, Каялу и Гюмушхана; сульфоантимонитовой минерализации, кварц-антимонитовой (Азатек), кварц-карбонат-пиритовой минерализации — полиметаллической и сульфоантимонитовой (Азатек, Газма и др.),

* Таблица составлена на основании данных В. Н. Котляра (1930), И. Г. Магакьяна (1954), Г. О. Григоряна (1960), Э. А. Сагателян (1961), А. Г. Акопяна (1960), Н. С. Хачатряна и Б. Д. Акопян (1962) и автора.

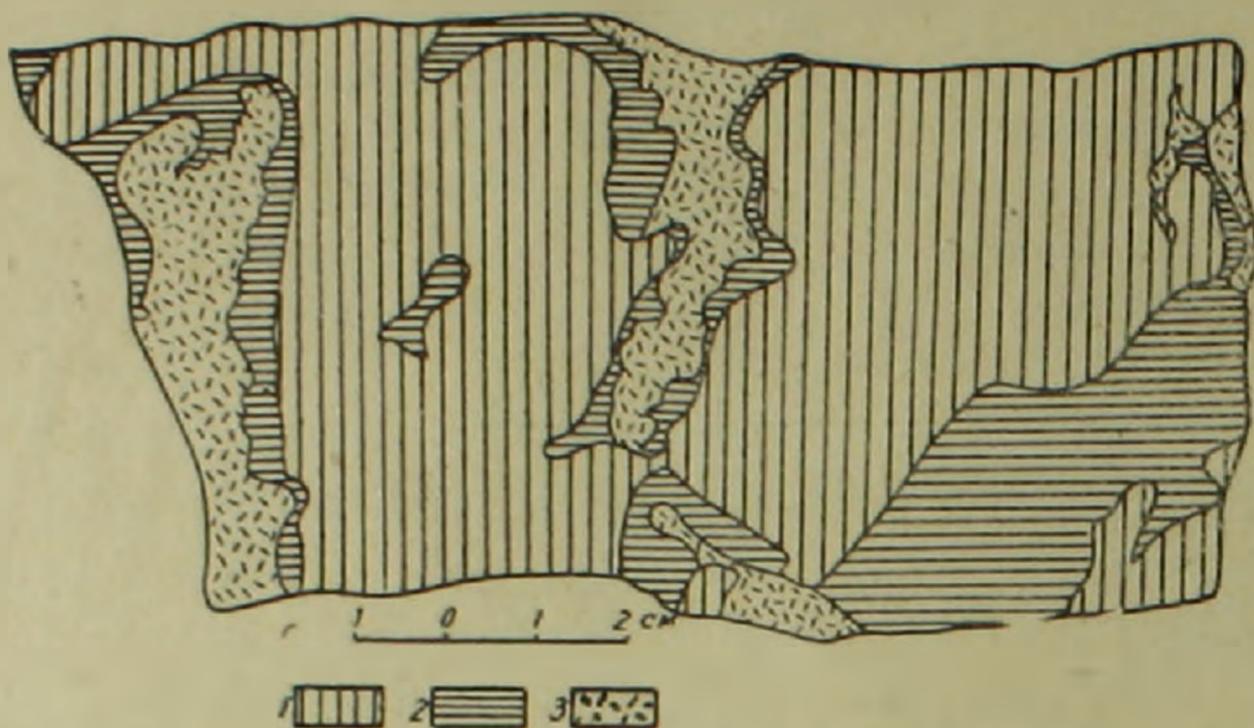
Таблица 1

Минералогический состав гипогенных руд месторождений
Айюцзорского рудного района

Название минералов	Месторождения и проявления							
	Каялинское		Гюмушхан- ское		Газминское		Азатекское	
а. Рудные								
1. Магнетит	+	3	—	—	—	—	—	—
2. Пирит	+	1	+	2	+	1	+	1
3. Рутил	+	4	++	4	++	4	—	—
4. Ильменорутил	++	5	—	—	—	—	—	—
5. Марказит	++	3	—	3	+	4	+	2
6. Пирротин	++	5	—	—	+	5	++	5
7. Молибденит	+	3	—	—	+	4	—	—
8. Арсенопирит	+	3	+	4	+	5	+	4
9. Сфалерит	+	1	+	1	+	1	+	1
10. Борнит	++	3	+	5	++	5	++	5
11. Халькопирит	+	1	+	1	+	1	+	4
12. Халькозин	—	—	—	—	++	5	++	5
13. Блеклая руда	+	1	+	2	+	3	+	1
14. Галенит	+	1	+	1	+	1	+	1
15. Бурнонит	++	3	++	3	+	3	+	1
16. Геокронит	++	5	++	5	++	5	+	1
17. Буланжерит	—	—	+(?)	—	++	4	+	1
18. Плагионит	—	—	—	—	—	—	+	3
19. Семсеит	—	—	—	—	—	—	+	3
20. Энаргит и люционит	+	5	+	5	—	—	—	—
21. Айкинит	++	3	++	3	++	5	—	—
22. Козалит	++	5	—	—	—	—	—	—
23. Эмплектит	++	5	++	5	—	—	—	—
24. Виттихенит	++	5	—	—	—	—	—	—
25. Матильдит	++	4	++	5	++	5	—	—
26. Арамайонт (?)	++	5	—	—	—	—	—	—
27. Теллурувисмутит	++	4	++	5	++	5	—	—
28. Алтант	—	—	++	5	++	4	++	4
29. Гессит	++	5	++	5	++	5	++	5
30. Самородное Au	++	3	+	4	+	5	+	3
31. Акантит (аргентит)	++	5	+	5	+	5	++ (?)	5
32. Миэргирит	—	—	—	—	—	—	++	5
33. Пираргирит	—	—	—	—	—	—	+	5
34. Стефанит (?)	—	—	—	—	—	—	++	5
35. Самородное Ag	++	5	+	5	+	5	++	5
36. Антимонит	—	—	—	—	—	—	+	1—2
б. Жильные								
37. Гранаты	+	3	—	—	+	4	—	—
38. Турмалин	+	3	—	—	—	—	—	—
39. Эпидот	+	3	+	3	+	3	—	—
40. Хлорит	+	3	+	3	+	3	—	—
41. Серицит	++	2	+	2	+	2	+	2
42. Кварц	+	1	+	1	+	1	+	1
43. Карбонаты								
Кальцит	+	2	+	2	+	1	+	2
Манганокальцит	—	—	++	2	++	3	—	—
Анкерит	++	2	+	2	—	—	+	2
Доломит	++	2	+	3	—	—	+	—
Сидерит	—	—	+	1—2	—	—	+	—
Олигонит	—	—	++	1—2	++	4	—	—
44. Барит	—	—	+	2	+	5	+	2

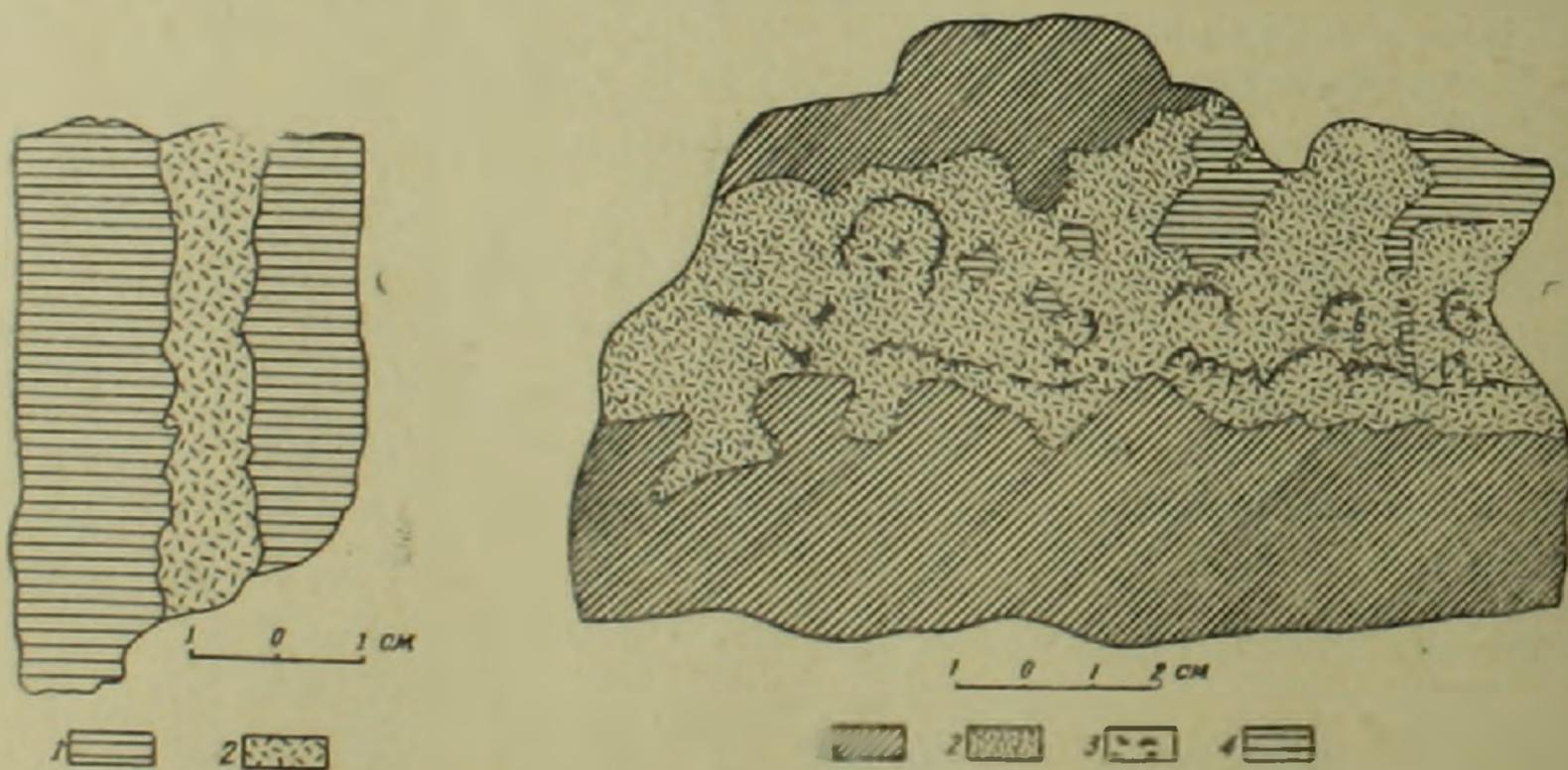
Примечание: + установлены прежними исследователями, ++ установлены автором, — не обнаружены, 1—минералы главные, 2—распространенные, 3—второстепенные, 4—редкие, 5—очень редкие.

а также баритовой стадии — полиметаллической и сульфоантимонитовой (Азатек, Гюмушхана) и т. д.



Фиг. 1. Раздробленные сплошные массы руд пирит-халькопиритовой стадии (1) цементируются продуктами наложенной полиметаллической стадии (блеклая руда, галенит, сфалерит—2; халцедоноподобный кварц—3). Зарисовка образца. Рудопроявление Каялу.

2. Полосчатость руд, вызванная главным образом наложением руд поздних стадий по ослабленным зонам на ранние образования. Эти типы структур устанавливаются гораздо чаще, чем структуры пересечения. В пределах отдельных рудных тел развиты как симметрично-полосчатые (фиг. 2, 3), так и ассиметрично-полосчатые расположения разновозраст-



Фиг. 2. Симметрично полосчатое строение руды, вызванное наложением полиметаллической стадии по центральным частям жилы; 1—пирит с халькопиритом; 2—сфалерит, галенит, блеклая руда и др. Зарисовка образца. Рудопроявление Каялу.

Фиг. 3. Пересечение сульфоантимонитовой минерализации (1—халцедоноподобный кварц с тонкими включениями буланжерита) образованиями карбонатной стадии (2—анкерит, 3—перекристаллизованные массы пирита вместе с марказитом). 4—гипергенный гипс. Зарисовка образца. Месторождение Азатек.

ных минеральных парагенезисов со сложными границами соприкосновения и развитием структур микропересечения, цементации и разъедания. Обычно более поздние парагенезисы минералов приурочиваются при этом к центральным частям повторно приоткрывавшихся трещин с рудным веществом более ранних парагенезисов (Каялу, Гюмушхана, Газма, Азатек). Иногда отмечаются также обратные картины.

3. Характер размещения отдельных минеральных ассоциаций в пространстве в вертикальном и горизонтальном направлениях и по отношению к интрузивным породам, с которыми они парагенетически связаны.

4. Типоморфные морфологические и минералого-геохимические особенности руд отдельных стадий.

Ниже приводится краткое описание выделенных постмагматических эндогенных этапов и стадий минерализации для рудного района в целом.

А. Дорудный этап. Внедрение силикатной магмы сопровождается сложными физико-химическими изменениями в боковых породах в связи с перераспределением, привносом и выносом отдельных компонентов в приконтактных термально активизированных зонах. К таким типам ранних изменений следует отнести скарнирование известковистых пород (Каялу), образование в силикатных породах контактовых кварц-полевошпатовых, полевошпато-пироксеновых роговиков и зон биотит-роговообманковых, биотит-андалузито-полевошпатовых пород. В более поздние периоды из высокотемпературных пневматолитовых погоньев образуются небольшие зоны турмалинизированных пород (Каялу), а из гидротермальных растворов — обширные зоны окварцованных, карбонатизированных, пиритизированных, серицитизированных и частично хлоритизированных пород. К этому этапу очевидно относится образование небольших кварц-магнетитовых прожилков и гнезд (Каялу).

Б. Рудный этап. В хронологической последовательности среди этого этапа выделяются следующие стадии минерализации [7]: I. Кварц-карбонат-пиритовая (Газма, Каялу, Азатек, Гюмушхана), II. Пирит-халькопиритовая с молибденитом (Каялу, Гюмушхана, Газма), III. Полиметаллическая (Газма, Каялу, Гюмушхана и Азатек), IV. Сульфоантимонитовая (Азатек), V. Кварц-антимонитовая (Азатек), VI. Баритовая (Азатек, Гюмушхана), VII. Кварц-карбонатная-безрудная (Газма, Азатек, Каялу, Гюмушхана).

Пространственно руды вышеперечисленных стадий обычно совмещены, иногда же обособлены. Наблюдается их зональное расположение по отношению к интрузивным телам, выражающееся в смене более высокотемпературных парагенезисов (II, III) низкотемпературными (IV, V) по мере удаления от интрузивных тел (Каялу → Азатек), а также в более глубокие горизонты месторождений (Гюмушхана, Газма — II на глубине, III — на более верхних горизонтах). На Каялинском рудопроявлении в целом отмечаются элементы обратной зональности по вертикали, что выражается более интенсивным развитием полиметаллического оруденения на нижних горизонтах месторождения (шт. За, 7, 8, 22) и преобладанием

пирит-халькопиритового (с молибденитом) на более высоких гипсометрических отметках среди интрузии (шт. 3, 4, 9, расположенные на 150—300 м выше от указанных). Однако в пределах жилы 26 зональность представлена в нормальном виде — с возрастанием роли руд пирит-халькопиритовой стадии и уменьшением руд полиметаллической от верхних к нижним горизонтам.

Минералогический состав руд, количественные и возрастные взаимоотношения минералов по стадиям минерализации сведены в таблице 2. Ниже приводится краткая характеристика отдельных стадий.

I. Кварц-карбонат-пиритовая стадия. Представлена небольшими жилами и прожилками, подчиненными тектоническим трещинам и зонам дробления. Руды этой стадии имеют площадное распространение, но развиты относительно менее интенсивно. Довольно большие по размерам жилы подсечены шт. 1 уч. Цицкар Азатекского месторождения. В парагенезисе с пиритом очень редко встречаются мельчайшие включения халькопирита, еще реже галенита, теллуровисмутита и самородного Au, приуроченные предпочтительно к полям зернистых агрегатов пирита.

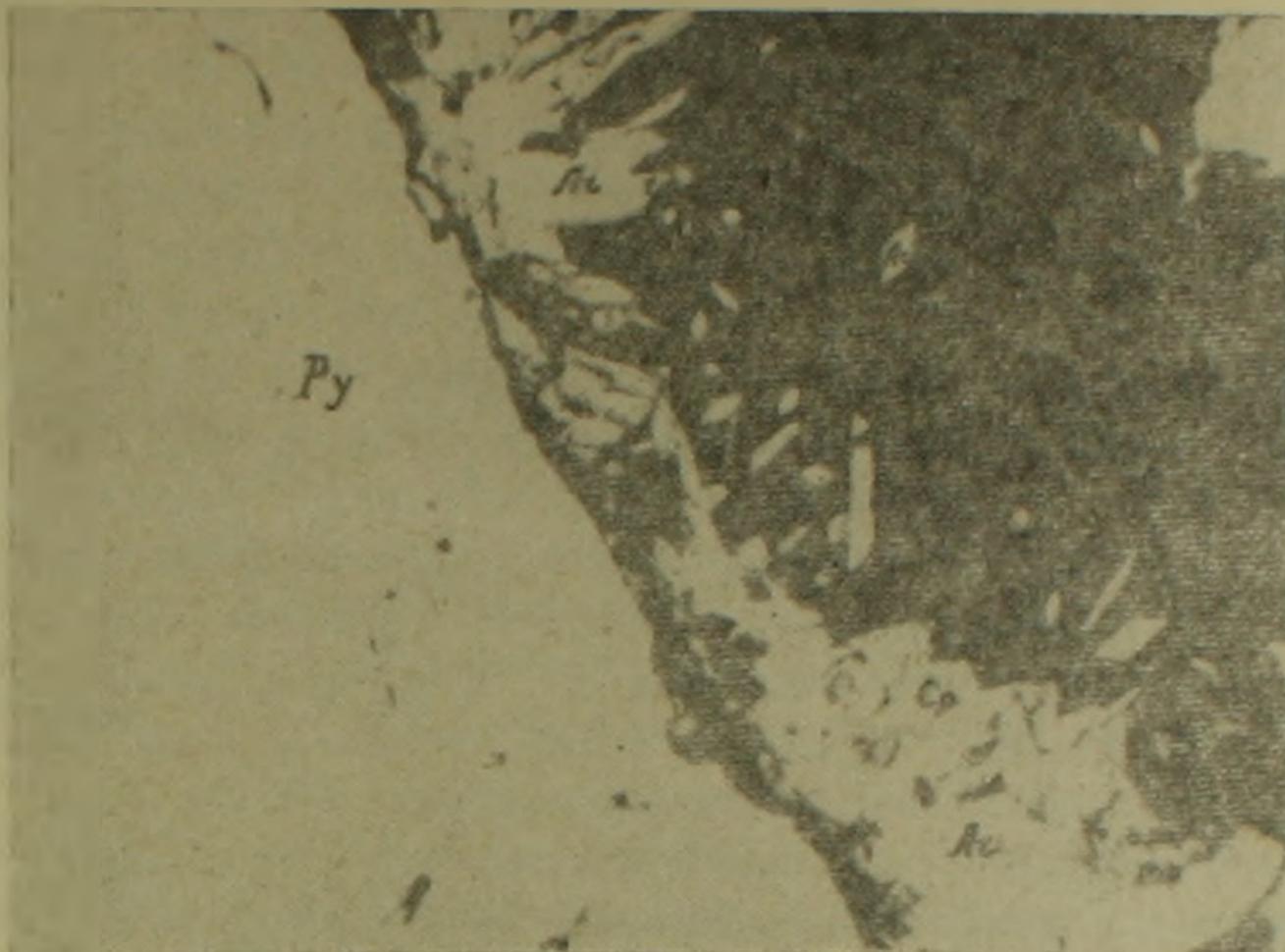
II. Пирит-халькопиритовая стадия. В этой стадии преобладающим рудным минералом является халькопирит, значительно по количеству уступает ему пирит. В парагенезисе с ним встречаются тонкочешуйчатый молибденит (Каялу, Газма), отсутствующий в рудах остальных вышеперечисленных стадий. Отмечаются также редкие выделения блеклой руды, сфалерита, галенита, иногда борнита, халькозина и пирротина, которые образуют обычно тонкодисперсные частицы в пирите и халькопирите.



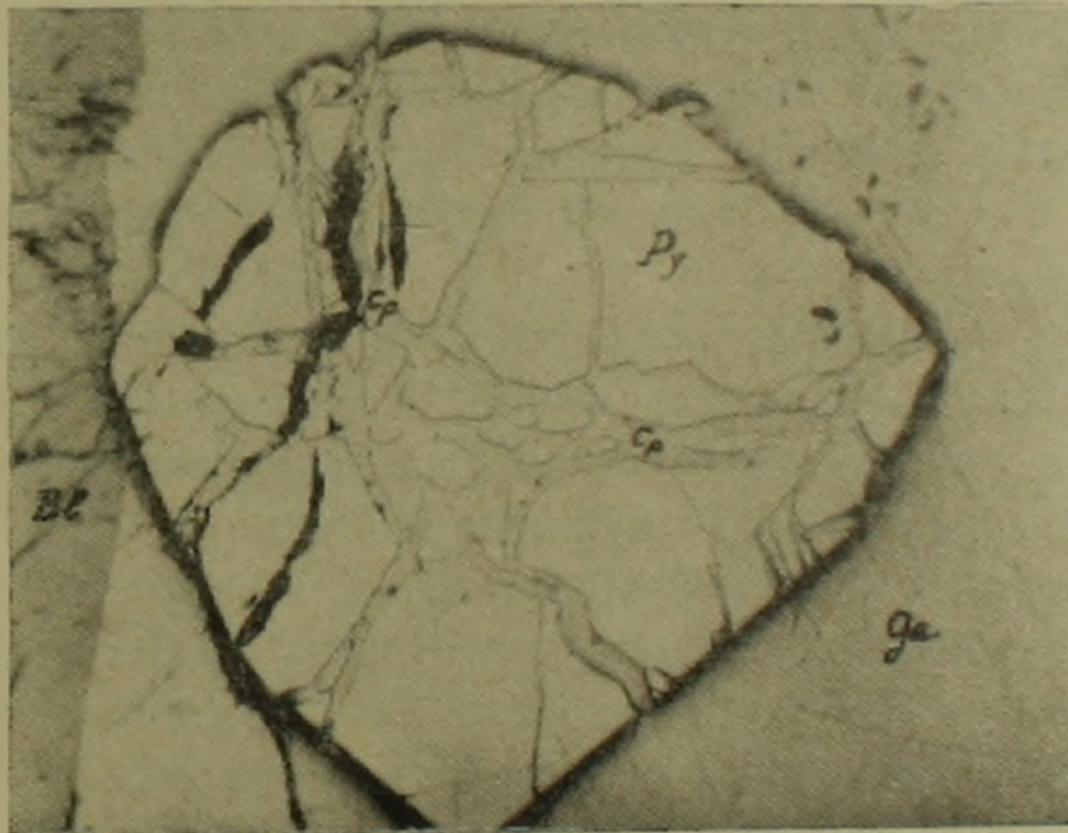
Фиг. 4. Звездочки сфалерита (распады) в высокотемпературном халькопирите II, пересеченном прожилками кварца (черные). Месторождение Каялу. $\times 250$.

Наиболее интенсивно руды этой стадии развиты на рудопроявлении Каялу. Здесь халькопирит этого парагенезиса, в отличие от других, содержит распады «звездочек» и дисперсных частиц сфалерита (фиг. 4), которые характерны для более высокотемпературных образований [8]. Интенсивность этой стадии несколько падает на месторождении Гюмушхана и более резко — на Газме. В этих двух месторождениях пирит-халькопиритовая стадия предпочтительно приурочена к более глубоким горизонтам рудных тел (гор. шт. 38, в Газминском и шт. 2, 6, 7 в Гюмушханском месторождениях).

III. Полиметаллическая стадия. Руды этой стадии пользуются наибольшим распространением. Более широко развиты на Газминском месторождении, далее интенсивность оруденения падает на ме-



Фиг. 5. Идиоморфные кристаллы и зернистые массы арсенопирита (As) вместе с халькопиритом (Cp) окаймляют ранний пирит (Py). Рудопроявление Каялу. $\times 160$.



Фиг. 6. Зернистый агрегат пирита (Py) пронизан сетью тонких прожилков халькопирита (Cp) и оба вместе находятся в полях галенита (ga) и блеклой руды (Bl). Прожилки халькопирита не выходят за пределы полей пирита. Рудопроявление Каялу. $\times 160$.

сторождениях Каялу и Гюмушхана. Руды этой стадии по отношению к сульфoантимонитовым имеют резко подчиненную роль на Азатекском месторождении. В строении жил на Гюмушханском и Каялинском месторождениях эти руды нередко составляют внутренние части с четкими границами с внешними зонами, состоящими из руд пирит-халькопирито-

вой стадии. В участках наложения руд под микроскопом нередко встречаются обломки более ранних парагенезисов (фиг. 6), а также микроструктуры пересечения (фиг. 9).

Главнейшими рудными минералами являются сфалерит и галенит. Довольно распространена также блеклая руда, которая на отдельных участках рудных тел становится преобладающей. Пирит и халькопирит в количественном отношении имеют подчиненное значение. В небольшом количестве присутствуют марказит, арсенопирит, а также сульфоантимониты Pb, Cu (бурнонит, реже буланжерит и геокронит). Эти последние тяготеют обычно к пограничным участкам блеклой руды и галенита и часто являются продуктами их химического превращения, обусловленного выносом и дополнительным привносом веществ. Устанавливаются также редкие включения теллуридов Bi, Pb и Ag, а также самородного золота и серебра, акантита, очень редко пирротина и др. Типоморфными для этой стадии являются сульфовисмутиты Pb, Cu и Ag [7] (айкинит, козалит, эмплектит, виттихенит, матильдит и арамайонит (?)).

В составе минеральных парагенезисов и минералов отмечаются те или иные качественные и количественные изменения на разных месторождениях рассматриваемой области в зависимости от специфики физико-химических условий их образования. Так, арсенопирит более характерен для руд Каялинского рудопроявления и в меньшей степени — Гюмушханского, а в рудах Газминского месторождения отмечается очень редко. В такой же последовательности месторождений в рудах падает частота встречаемости частиц самородного золота, сульфовисмутитов Pb, Cu (и Ag); в галенитах закономерно падают содержания Ag, Bi, Sb, As и Au, а в составе блеклой руды падает содержание As и возрастает — Sb.

Структуры распада сульфовисмутитов Ag (матильдит, арамайонит (?)) и блеклой руды более характерны для галенитов Каялинского месторождения и в меньшей степени для галенитов, отобранных из нижних горизонтов месторождений Гюмушхана и Газма.

Вышеуказанный фактический материал, а также геологические условия нахождения руд позволяют считать, что процессы рудообразования полиметаллической стадии на Каялинском рудопроявлении протекали в относительно более высокотемпературных условиях, чем на Гюмушханском и Газминском месторождениях. В последних двух месторождениях сравнительная характеристика руд указывает на относительно более высокотемпературные условия их формирования на Гюмушханском месторождении по сравнению с Газминским.

IV. Сульфoантимонитoвая стадия. Руды этого парагенезиса исключительно развиты на Азатекском месторождении. Преобладающими рудными минералами являются буланжерит, бурнонит, а также геокронит. Очень характерны также тетраэдрит, галенит, сфалерит. Редко встречаются арсенопирит, халькопирит, самородное золото и серебро, пираргирит, миаргирит, стефанит (?) и др. В вертикальном направлении в рудных телах Левобережного участка отмечается относи-

тельное возрастание количества тетраэдрита и бурнонита за счет других сульфосолей на более глубоких горизонтах. Детальные минералого-геохимические исследования этих руд показывают, что по комплексу микропарагенезисов и содержаниям элементов (Au, Ag, As, Bi и др.) руды этой стадии, формировавшиеся в низкотемпературных условиях [3], повторяют характерные черты более высокотемпературных руд предшествующей — полиметаллической стадии (Каялу).

V. Кварц-антимонитовая стадия. Среди рудных стадий этот парагенезис характеризуется наличием ограниченного числа минеральных видов (см. табл. 2). Эти руды бедны также элементами-примесями (Ag, Au, Bi и др.). Локально развиты на участках распространения сульфоантимонитовой стадии (Азатек) и в количественном отношении резко уступают последней. Установлены пересечения и цементации руд предшествующей—сульфоантимонитовой стадии—кварц-антимонитовой [3, 9].

VI. Баритовая стадия. Представлена в виде небольших и секущих тел и скоплений среди руд Азатекского и Гюмушханского месторождений. Рудные минералы встречаются редко и, возможно, их наличие связано с процессами переотложения вещества, заимствованного из руд предыдущих стадий.

VII. Кварц-карбонатная — безрудная стадия имеет повсеместное распространение. Секущие самостоятельные жилы и прожилки обычно приурочены к рудоносным структурам предыдущих стадий. Локализуются они в призальбандовых или центральных частях, подвергшихся повторному приоткрыванию тектонических (рудоносных) трещин. Более редки их проявления в тектонических структурах, обособленных от рудной минерализации.

В качестве продуктов переотложения отмечаются иногда почковидные перекристаллизованные агрегаты пирита вместе с тонкозернистым марказитом (Азатек), а также мелкие выделения халькопирита и тонкочешуйчатого ковеллина (Каялу, Гюмушхана).

Каждой стадии минерализации присущи определенные типоморфные особенности, вызванные специфическими условиями их образования. Например, в рудах ранних стадий (I и II) пирит встречается в виде крупнозернистых масс, часто также в виде совершенных кристаллов. Среди кристаллографических форм преобладают кубы. Формы кристаллов более поздних генераций пиритов (III, IV и V) большей частью представлены пентагон-додекаэдрами и реже кубами с различными комбинациями. От ранних к поздним стадиям минерализации заметно возрастает роль перекристаллизованных тонкозернистых масс пирита с признаками первоначальной гелевой структуры. Молибденит типоморфен для руд сравнительно более высокотемпературной пирит-халькопиритовой стадии, а сульфовисмутиты Pb, Cu (и Ag) — для полиметаллической. Сульфоантимониты Pb, Cu (и Ag), характерные для руд полиметаллической стадии минерализации, являются главными рудообразующими минералами — для сульфоантимонитовой.

Среди сульфoантимонитов в полиметаллических рудах наиболее характерен бурнонит, который в хронологической последовательности среди сульфосолей принадлежит к числу наиболее ранних.

Вышеизложенный фактический материал позволяет считать, что в последовательности указанных стадий идет заметное падение температуры рудообразовательных процессов. Хотя в настоящее время невозможно установить абсолютные значения температуры рудообразующей среды, однако, на основании анализа вышеизложенного фактического материала можно вывести следующую последовательность месторождений, по которой идет относительное падение температуры рудообразования: Каялу, Гюмушхана, Газма и Азатек.

Последовательность выделения минералов

С решением этого вопроса тесно связано установление поведения рудообразующих компонентов в гидротермальном процессе в ходе его развития. Поскольку рудообразование имеет пульсирующий характер, то установление последовательности выделения минералов необходимо произвести для каждой стадии в отдельности. В таблице 2 приведена последовательность выделения минералов по стадиям минерализации исследуемого района, основанная на обобщении большого фактического материала. Анализ этой таблицы показывает, что независимо от стадий, а также количественного соотношения рудообразующих минералов, отложение минералов идет в определенной последовательности.

Для руд исследуемых месторождений в целом установлен следующий общий ряд хронологической последовательности выделения рудных минералов: пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, галенит, сульфовисмутиты и сульфoантимониты Рb, Сu и Ag, теллуриды Bi, Рb и Ag, антимонит. В приведенной последовательности в общем подтверждается правило замещения «неблагородных» минералов «благородными» [8], а также твердых минералов — мягкими, указывающие на общее падение энергии кристаллических решеток природных соединений в указанной последовательности [10].

В разных стадиях минерализации отдельные члены вышеприведенного ряда выпадают из парагенезиса, однако, указанный порядок выделения сохраняется.

В группе сульфoантимонитов общая последовательность выделения такова: тетраэдрит, бурнонит, геокронит, буланжерит. Теллуриды образуются в последовательности — теллуровисмутит, алтаит, гессит; самородное серебро, акантит (аргентит) и сульфoантимониты Ag (пираргирит, миаргирит, стефанит (?)) являются наиболее поздними минералами в парагенетических ассоциациях. Выпадение золота из растворов происходит многократно: во время выпадения арсенопирита, блеклой руды, более интенсивно — сульфовисмутитов и немного слабее — сульфoантимонитов Рb и Сu и после них.

Следует, однако, заметить, что в вышеприведенном последовательном ряду образования минералов обобщены наиболее часто встречаю-

Таблица 2

Схема

последовательности выделения минералов

в рудах месторождений Газма, Гюмушхана, Хаялу и Азатек Айоцдзорского рудного района

№ п/п	Название минералов	Дорудный этап	Рудный этап					
			Стадии минерализации					
			Халькопиритовая	Пирит-галенитовая	Полиметаллическая	Сульфидно-молибденовая	Кварц-сфалеритовая	Баритовая
1	Граниты	■						
2	Турмалины	■						
3	Эпидот	■						
4	Тверит	■						
5	Серцит	■						
6	Халькопирит	■	■	■	■	■	■	■
7	Карбонаты	■	■	■	■	■	■	■
8	Барит	■	■	■	■	■	■	■
9	Магнетит	■	■	■	■	■	■	■
10	Пирит	■	■	■	■	■	■	■
11	Рутиль	■	■	■	■	■	■	■
12	Нашепорит	■	■	■	■	■	■	■
13	Марказит	■	■	■	■	■	■	■
14	Пирротин	■	■	■	■	■	■	■
15	Малахит	■	■	■	■	■	■	■
16	Арсенит	■	■	■	■	■	■	■
17	Сфалерит	■	■	■	■	■	■	■
18	Барит	■	■	■	■	■	■	■
19	Халькопирит	■	■	■	■	■	■	■
20	Халькозин	■	■	■	■	■	■	■
21	Блеклая руда	■	■	■	■	■	■	■
22	Галенит	■	■	■	■	■	■	■
23	Эвксенит и янцит	■	■	■	■	■	■	■
24	Айкит	■	■	■	■	■	■	■
25	Ковалит	■	■	■	■	■	■	■
26	Энхелит	■	■	■	■	■	■	■
27	Виттигенит	■	■	■	■	■	■	■
28	Матилдит	■	■	■	■	■	■	■
29	Армагидит (?)	■	■	■	■	■	■	■
30	Бурнонит	■	■	■	■	■	■	■
31	Гекзонит	■	■	■	■	■	■	■
32	Буланжерит	■	■	■	■	■	■	■
33	Голураисит	■	■	■	■	■	■	■
34	Антаит	■	■	■	■	■	■	■
35	Гессит	■	■	■	■	■	■	■
36	Синграбит Au	■	■	■	■	■	■	■
37	Ахмит (Архит)	■	■	■	■	■	■	■
38	Миллерит	■	■	■	■	■	■	■
39	Пираренит	■	■	■	■	■	■	■
40	Стернит (?)	■	■	■	■	■	■	■
41	Синграбит Ag	■	■	■	■	■	■	■
42	Дитиокарнит	■	■	■	■	■	■	■
43	Корралит	■	■	■	■	■	■	■

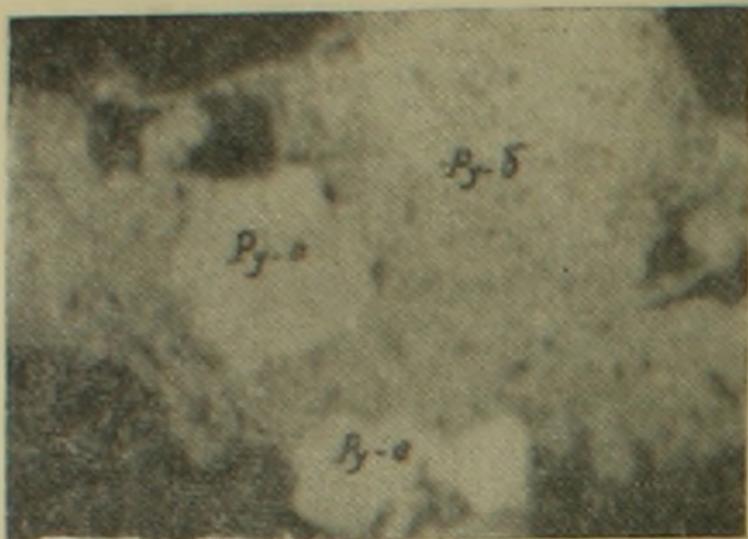
■ Главные

— Распространенные

— Второстепенные

--- Редкие

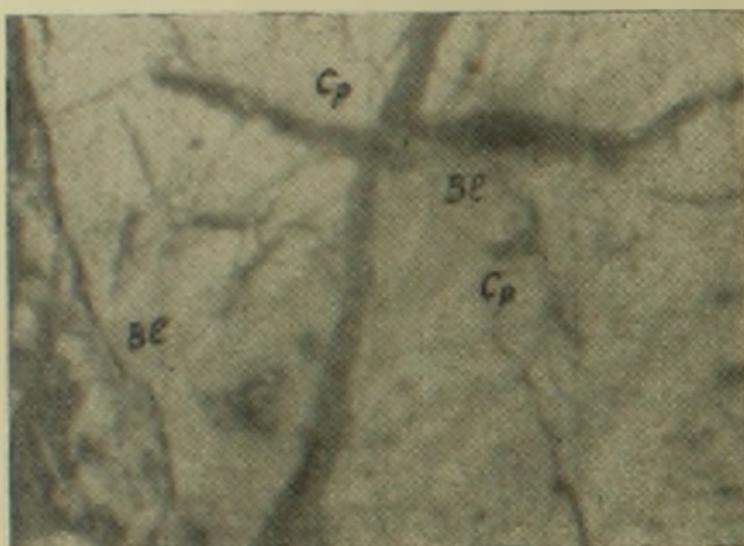
щиеся факты. В пределах каждой стадии наряду с этим отмечается также несколько разновозрастных выделений одного и того же минерала, образование которых обусловлено, очевидно, многократным возобновлением одинаковых физико-химических условий (рекурренция) в рудообразующих растворах. Так, например, в рудах полиметаллической стадии (Каялу, Гюмушхана, Газма), наряду с наиболее ранними выделениями пирита, отмечаются также более поздние тонкозернистые перекристаллизованные его массы (фиг. 7), возникшие после сфалерита (фиг. 8). Тонкозернистые поздние агрегаты пирита в полях халькопирита образуются также при взаимодействии с блеклой рудой. Обычно тонкие прожилки блеклой руды, пересекающие поля сфалерита, пирита и халькопирита, обрываются на границе галенита. Однако, отмечены также случаи, когда они переходят и в галенит. Наряду с более поздними, чем сфалерит, массами халькопирита ранние его выделения в сфалерите отмечаются в



Фиг. 7. Крупнозернистые агрегаты пирита (Py-a) окружаются его тонкозернистыми перекристаллизованными более поздними массами (Py-b). Месторождение Каялу. $\times 100$.



Фиг. 8. Крупнозернистый агрегат раннего пирита (Py-a) в сфалерите (Sf). Последний по краям окаймляется более поздними тонкозернистыми массами пирита (Py-b). Месторождение Каялу. $\times 100$.



Фиг. 9. Сеть прожилков блеклой руды (Bl) в полях халькопирита (Cp). Пересекаются они в свою очередь безрудным карбонатным прожилком (темно-серое). Месторождение Каялу. $\times 100$.



Фиг. 10. Раздробленный агрегат сфалерита (серое), цементируется прожилками кварца (черные), с которыми тесно связаны тонкие каймы и прожилки галенита (белые). Месторождение Гюмушхана. $\times 250$.



Фиг. 11. Карбонат поздней генерации (темно-серое) сечет карбонат (серое) и халькопирит (белое) из пирит-халькопиритовой стадии. Месторождение Гюмушхана. $\times 100$.

виде дисперсных частиц распада. Установлены также более поздние и редкие волосяные прожилки халькопирита, секущие поля блеклой руды, галенита и айкинита. Наличие таких прожилков и мелких выделений халькопирита в позднем бурноните обусловлено, очевидно, переотложением вещества при превращении тетраэдрита в бурнонит на границе с галенитом.

Приведенные данные показывают, что образование минералов во времени происходит взаимным перекрыванием, причем их отложение продолжается значительно дольше после выпадения основной массы.

Минералы вышеприведенного последовательного ряда в стадиях минерализации имеют определенное распределение. Причем начальные (ранние) члены с некоторыми отклонениями характерны для более ранних и высокотемпературных стадий и постепенно вытесняются последующими при переходе в более поздние относительно низкотемпературные стадии минерализации.

Сравнительная характеристика руд полиметаллической и колчеданной формаций

В свете вышеизложенного фактического материала можно провести сравнение руд различных формаций. Здесь приводится сопоставление руд рассматриваемой формации с рудами колчеданной формации, широко развитыми в Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоне. Такое сравнение необходимо, поскольку полиметаллические руды значительно интенсивно развиты также в Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоне в генетической тесной связи с медно-колчеданными рудами. Путем сравнения выявляется ряд специфических, а также сходных черт в каждой из этих формаций руд. Можно перечислить самые разнообразные признаки, которые могут служить основанием для типизации этих руд. Для этой цели наряду с общеизвестными геологическими предпосылками необходимо учесть еще типоморфные особенности руд, связанные с концентрацией тех или иных рудообразующих главных — и микроэлементов, их парагенезисы и поведение в процессе рудообразования, а также типоморфные особенности, связанные с минералогическим составом руд, парагенезисом минералов, обусловленных специфическими условиями рудообразования и металлогенической специализацией растворов в этих формациях руд.

Из отличительных признаков можно отметить уже известную закономерность — отсутствие молибденита в рудах колчеданной формации и присутствие — в полиметаллической. К числу типоморфных минералов для полиметаллической формации можно отнести арсенопирит, не характерный для колчеданной. Более типичными для полиметаллической формации руд являются сульфовисмутиты и сульфоантимониты Pb, Cu и (Ag) (айкинит, козалит, матильдит, бурнонит, геокронит, буланжерит и др.), отсутствующие в колчеданной формации, хотя для образования минералов, особенно последней группы, в полиметаллических рудах кол-

чеданной формации присутствуют все необходимые компоненты. Экспериментальные работы С. К. Робинсона [11] показали, что сульфоантимониты Pb образуются охотно в определенных термодинамических и физико-химических условиях среды ($t=300-400^\circ$, умеренная щелочность растворов и т. д.) и поэтому типоморфизм полиметаллической формации руд в этом отношении можно объяснить исходя из этой точки зрения.

Затронутые вопросы подлежат дальнейшему специальному исследованию и на этой основе могут быть разрешены многие задачи, связанные с физико-химическими условиями рудообразования этих двух формаций руд. Многие типоморфные особенности связаны с концентрацией рудообразующих главных и акцессорных элементов и их поведением в рудообразовательных процессах. Например, для полиметаллической формации более типичны Bi и Sb по сравнению с колчеданными рудами, в то время как содержания Se, Te и др. в колчеданных рудах в общем значительно более повышенные.

Сходные черты этих двух формаций руд отмечаются в характере развития пульсирующего рудного процесса. В обеих этих формациях оруденение начинается от ранней пиритовой стадии и продолжается через промежуточные (главным образом медные) стадии к поздней — полиметаллической; далее в них процесс завершается баритовой и безрудно-кварц-карбонатной (и гипсовой) стадиями минерализации. В этой общей сходной направленности развития рудообразующих процессов отмечается, однако, также ряд специфических особенностей. Так, промежуточные медные стадии в формации колчеданных руд выражаются дифференциально через пирит-халькопиритовую, халькозин-борнитовую и в незначительном масштабе — теннантит-энаргитовую* стадии минерализации, в то время как в полиметаллической формации Айоцзорского рудного района из вышеперечисленных развита только пирит-халькопиритовая стадия. Кварц-антимонитовые и сульфоантимонитовые руды, характерные для полиметаллической формации не отмечены пока в колчеданных рудах.

З а к л ю ч е н и е

Естественное расчленение рудообразующих процессов и сопоставление равноценных парагенезисов в пределах единой формации руд позволяют установить относительные температурные (и другие) условия их формирования. При этом наряду с геологической позицией локализации руд необходимо учесть еще их минералого-геохимические типоморфные особенности, парагенезисы и микропарагенезисы элементов и минералов и характер их изменения на различных участках проявления рудной ми-

* Руды теннантит-энаргитовой стадии Алаверди-Кафанской зоны можно параллелизовать с медно-мышьяковыми (теннантит-энаргитовыми) рудами Анкаванского месторождения Памбзк-Зангезурской зоны. Любопытно, что эти руды в обеих зонах характеризуются повышенным содержанием Te.

нерализации. Такой подход, с другой стороны, позволяет произвести сопоставление руд различных формаций, выявление их сходных и специфических особенностей.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.II.1964.

Վ. Հ. ՊԱՐՈՆԻԿՅԱՆ

ՀԱՅՈՑՁՈՐԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆԱՅՄԱՆ ԲԵՈՒՅԹԸ

Ս. մ փ ո փ ու մ

Բազմամետաղային ֆորմացիայի հանքանյութերը լայն տարածում ունեն Փամբակ-Հանգեղուրի ստրուկտուր-մետալոգենիական զոնայում և առանձնապես Հայոցձորի հանքային շրջանում: Հողվածում բերված են հեղինակի ուսումնասիրությունների արդյունքները նշված ֆորմացիայի հանքանյութերի միներալային կազմի, հանքանյութերի առաջացման հաջորդականության և տիպոմորֆ առանձնահատկությունների վերաբերյալ:

Այդ ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս բուն հանքային պրոցեսները ստորաբաժանելու յոթ ստադիաների՝ քվարց-կարբոնատ-պիրիտային, պիրիտ-խալկոպիրիտային, բազմամետաղային, սուլֆո-անտիմոնիտային, քվարց-անտիմոնիտային, բարիտային, քվարց-կարբոնատային:

Հողվածում բերված են այդ ստադիաների միներալային կազմը, միներալների անջատման հաջորդականությունը, ինչպես նաև միմյանց նկատմամբ համեմատական բնութագիրը: Այդ տվյալները թույլ են տալիս ի հայտ բերելու այդ ստադիաների առաջացման ջերմաստիճանային համեմատական պայմանները ուսումնասիրվող շրջանի տարբեր տեղամասերում:

Հաստատվում է միներալների առաջացման հետևյալ հաջորդական շարքը՝ պիրիտ, արսենոպիրիտ, սֆալերիտ, խալկոպիրիտ, խունացած հանքանյութ, գալենիտ, կապարի, պղնձի և արծաթի սուլֆո-բիսմութիտներ և սուլֆո-անտիմոնիտներ, անտիմոնիտ: Հատկանշական է, որ վերոհիշյալ շարքի սկզբնական անդամները (որոշ բացառություններով) բնորոշ են ավելի վաղ և համեմատաբար բարձր ջերմաստիճանային ստադիաներին և աստիճանաբար դուրս են մղվում հաջորդներից ուշ և ցածր ջերմաստիճանային ստադիաներում:

Հողվածում բերվում է նաև բազմամետաղային և կոլչեզանային ֆորմացիաների հանքանյութերի համեմատական բնութագիրը ըստ նրանց միներալային կազմի և պրոցեսների զարգացման հաջորդականության:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
2. Вегуни А. Т. Об олигоцене Южной Армении. Сб. научных трудов. Изд. ЕРПИ, Ереван, 1956.
3. Григорян Г. О. О некоторых закономерностях и условиях образования свинцово-сурьмяных руд. «Геохимия», № 1, 1960.

4. Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагязского уезда ССР Армении. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 136, 1930.
5. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, № 4, 1957.
6. Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагяза. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
7. Пароникян В. О. Минералы висмута из полиметаллических руд Айоцзорского рудного района. Изв. АН АрмССР, № 3, 1962.
8. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. Изд. ИЛ., М., 1962.
9. Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1961.
10. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I—IV, Госхимиздат, Л., 1934—1939 гг.
11. Robinson S. C. Sintesis of sulphantimonites. Econ. Geol., V—XLIII, № 4, 1948.

Р. Н. ЗАРЬЯН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ КАФАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В течение 1959—1962 гг. нами проводилось детальное минералого-геохимическое исследование медноколчеданных и полиметаллических руд Кафанского месторождения с целью изучения закономерностей распределения и особенностей поведения в них некоторых редких элементов.

В геологическом строении района месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные образования средне- и верхнеюрского возраста, представленные различными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Вулканогенная толща средней юры прорвана многочисленными дайками кварцевых порфиров и альбитофиров, представляющих, по-видимому, корни излияния порфиритов этой толщи. Рудовмещающими породами являются, в основном, окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные кварцевые порфириты среднеюрского возраста.

Морфологически медно-полиметаллическое оруденение представлено двумя типами: жильным и прожилково-вкрапленным. В настоящее время около 50% годовой добычи приходится на долю прожилково-вкрапленных руд.

При минералого-геохимическом изучении руд четко устанавливаются два этапа минерализации: основной — постмагматический и второстепенный — гипергенный [1]. В гидротермальном этапе выделяются несколько стадий, характеризующихся совершенно определенной типоморфной ассоциацией минералов (табл. 1).

Среди элементов-примесей Кафанского месторождения можно выделить два основных типа, характеризующихся различным сродством с кислородом и с серой. Здесь рассматривается поведение некоторых редких элементов, геохимические особенности которых характеризуются одним общим свойством — преимущественным сродством с серой. Все они являются типичными металлами (индий, кадмий, галлий, рений, таллий).

Упомянутые выше элементы благодаря своей более или менее четко выраженной халькофильности наиболее широко проявились в сульфидные стадии рудоотложения описываемого месторождения.

Перейдем к более детальному рассмотрению геохимической характеристики некоторых редких элементов — галлия, кадмия, индия, рения и таллия, которые непосредственно связаны с рудообразовательными процессами Кафанского месторождения.

Таблица 1

Стадии минерализации	Рудные и жильные минералы
1. Кварц-пиритовая	Пирит, халькопирит, кварц.
2. Пирит-халькопиритовая	Пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, сфалерит, теллуrowисмутит, тетрадимит, галенит, кварц и др.
3. Халькозин-борнитовая	Пирит, халькопирит, халькозин, борнит, ковеллин, сфалерит, галенит, кварц и др.
4. Теннантит-энаргитовая	Пирит, халькопирит, теннантит, энаргит, люцонит, борнит, кварц и др.
5. Сфалерит-галенитовая	Пирит, халькопирит, теннантит, тетрадимит, сфалерит, галенит, самородные золото и серебро, теллуриды свинца, висмута, серебра и золота, кварц, карбонат и др.
6. Карбонатная	Кальцит, анкерит, сидерит и доломит.
7. Ангидрит-гипсовая	Гипс, ангидрит.

Галлий в рудах месторождения не образует сколько-нибудь значительных концентраций и представляет собой типичный рассеянный элемент. В гидротермальном процессе выступает как халькофильный элемент. Это объясняется близостью галлия к цинку и, возможно, к закисному железу.

Рассматривая распределение галлия по сульфидным минералам руд месторождения, необходимо указать, что основная масса атомов этого элемента приурочена к сфалеритам, т. е. основным минералом-носителем галлия является цинковая обманка. В других сульфидных минералах (пиритах, халькопиритах, галенитах, халькозинах), концентрация галлия не превышает сотых долей процента (табл. 2).

Примесь галлия в халькозине, галените и алтаите, вероятно, обусловлена наличием в них микроскопических сростаний сфалерта или дру-

Таблица 2

Стадии минерализации и минералы-носители	Кол. спек. ап.	Содержание галлия в процентах	
		от	до
1. Пирит- халькопиритовая			
Халькопирит	31	не обн.	0,001--0,01
Пирит	12	не обн.	0,001—0,01
2. Халькозин-борнитовая			
Халькозин	2	не обн.	0,001—0,01
3. Сфалерит-галенитовая			
Сфалерит	13	0,001—0,01	0,01—0,1
Галенит	7	0,001	0,01
Алтаит	1	0,001	0,001

гих галлиеносных минералов. Учитывая факты концентрирования галлия в халькопирите, можно предположить, что элемент изоморфно входит в структуру халькопирита за счет замещения железа ($\text{Fe}^{2+} - 0,80 \text{ \AA}^{\circ}$, $\text{Fe}^{+} - 0,67 \text{ \AA}^{\circ}$). Однако можно сделать и другое предположение, а именно, что наличие галлия связано с механическими неразделимыми срастаниями галлиеносных минералов с халькопиритом.

На месторождении частота нахождения галлия падает в ряду: клейофан—сфалерит—марматит.

Таким образом, марматиты во всех случаях содержат галлий меньше, чем сфалериты, а сфалериты—меньше, чем клейофаны (табл. 3).

Таблица 3

Минералы	Число проб	Содержание элементов в процентах		
		Кадмий	Галлий	Индий
Клейофан	3	>1,0	0,01—0,1	0,01—0,1
Сфалерит	4	от 0,1 до >1,0	0,001—0,1	0,001—0,1
Марматит	6	0,1—1,0	0,001—0,01	0,001—0,01

В сфалеритах по содержанию кадмия, галлия и индия намечается следующий возрастающий ряд: индий—галлий—кадмий.

Минералы (лимонит, гетит, ярозит) зоны окисления характеризуются весьма незначительными количествами галлия не превышающими тысячных долей процента.

Объяснить наличие в лимоните, гетите и ярозите галлия можно, по-видимому, лишь некоторым геохимическим его сродством с железом.

К а д м и й является специфическим элементом минералов сфалерит-галенитовой стадии минерализации. Основным минералом-коллектором кадмия является сфалерит и лишь незначительная его часть улавливается в галените, пирите, халькопирите и борните. Присутствие этого элемента в количестве 0,001—1,0% и больше полуколичественным спектральным анализом* установлено во всех пробах сфалерита и галенита полиметаллической стадии рудоотложения. В халькопирите, пирите, борните месторождения кадмия встречаются спорадически и обычно не превышают десятых долей процента (табл. 4).

Содержание кадмия в алтаите равно $1 \cdot 10^{-2} \%$. Ряд падения содержания кадмия отвечает последовательности (табл. 4): сфалерит—галенит—пирит—халькопирит—алтаит—борнит.

Значительные концентрации элемента в медных минералах месторождения, по-видимому, объясняются не только наличием в них микровыделений сфалерита, а также замещением меди кадмием по схеме (4).

* Полуколичественные спектральные анализы проводились в спектроскопической лаборатории ИГН АН Армянской ССР под руководством Г. М. Мкртчяна.

Таблица 4

Стадии минерализации и минералы-носители	Кол. спек. ан.	Содержание кадмия в процен- тах	
		от	до
1. Кварц-пиритовая Пирит	8	не обн.	0,001—0,01
2. Пирит-халькопиритовая Халькопирит	31	не обн.	0,001—0,01
Пирит	12	не обн.	0,01—0,1
3. Халькозин-борнитовая Халькопирит	2	не обн.	0,001—0,01
Борнит	5	не обн.	0,001—0,01
4. Теннантит-энаргитовая Пирит	2	0,001	0,01
5. Сфалерит-галенитовая Сфалерит	13	0,1	>1,0
Галенит	7	0,01	0,1
Халькопирит	2	0,01	0,1
Пирит	2	0,001—0,01	0,01—0,1
Алтант	1	0,01	0,01



Повышенные содержания кадмия в галените, объясняются, с одной стороны, присутствием в них микровключений сфалерита, с другой — существующим изоморфизмом между двухвалентными ионами свинца (Pb^{2+}) и кадмия (Cd^{2+}) [5, 6].

На Кафанском месторождении в разновидностях сфалерита концентрация кадмия возрастает в ряду: марматит—сфалерит—клеюфан (табл. 3).

Таким образом, в разновидностях цинковой обманки содержание кадмия повышается с уменьшением в них концентрации железа, марганца и с увеличением содержания цинка. Отношение цинка к кадмию увеличивается в ряду: клеюфан—сфалерит—марматит.

Присутствие кадмия в сульфидных минералах объясняется, во-первых, тесной геохимической связью с цинком, в результате чего основная масса кадмия эндокриптно входит в состав сфалеритов, во-вторых, высоким сродством кадмия с серой, что приводит к накоплению его главным образом в гидротермах.

Индий в постмагматическом этапе фиксируется главным образом в сульфидах—сфалерите, галените, реже халькопирите. Геохимическая история индия тесно связана с цинком. Близость ионных и атомных радиусов индия и цинка способствует их совместной кристаллизации и изоморфному вхождению индия в решетку сфалеритов. Вместе с тем, по ряду особенностей он имеет большое сходство со свинцом, что определяет его нахождение в составе галенитов. Привнос и выделение индия приурочены к полиметаллическим стадиям минерализации. В начале указанной

стадии основная масса индия концентрируется вместе с галлием и кадмием в сфалеритах (0,001—0,1%). В конце этой стадии индий накапливается в галените (0,001—0,01%) и поздних разновидностях сфалерита (табл. 5).

Таблица 5

Стадии минерализации и минералы-носители	Кол. спек. ан.	Содержание индия в процен- тах	
		от	до
1. Пирит-халькопиритовая Халькопирит	31	не обн.	0,001—0,01
2. Сфалерит-галенитовая Сфалерит	13	0,001—0,01	0,01—0,1
Галенит	7	не обн.	0,001—0,01

Результаты полуколичественных спектральных анализов различных разновидностей сфалерита из месторождения показывают, что содержание индия в цинковой обманке в значительной степени зависит от времени образования сфалерита.

На месторождении концентрация индия возрастает в ряду: халькопирит—галенит—сфалерит.

Прежде всего обращает на себя внимание обогащенность индием светлоокрашенных разновидностей цинковой-обманки, в которых количество его в десять раз выше, чем в темноокрашенных разновидностях сфалерита (см. табл. 3). Таким образом, основным минералом-фиксатором индия является сфалерит. Присутствие в цинковых обманках месторождения индия можно объяснить только гетеровалентным изоморфизмом между In_2S_3 и ZnS . Наличие индия в халькопиритах, по-видимому, объясняется не только гетеровалентным изоморфизмом между ионами железа и индия по схеме (3):

$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \leftarrow \text{In}^{3+} + \text{A}^{2+}$ или $2\text{Fe}^{2+} \leftarrow \text{In}^{3+} + \text{A}^+$ (где роль A^{2+} могут выполнять Cu^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} , а роль A^+ — серебро и цинк), а также присутствием в них выделений сфалерита.

В цинковых минералах (смитсонит, каламин) зоны окисления месторождения описываемый элемент не образует таких значительных концентраций, как в гипогенных сульфидах. Содержание индия изменяется от тысячных долей процента (смитсонит) до полного отсутствия его в каламине.

Рений характерен для руд месторождения. Проведенные исследования показали, что при многостадийном процессе рудообразования молибден и рений среди минералов Кафана распределяются довольно неравномерно (табл. 6).

Как видно из химических анализов* (табл. 6), в халькопиритах по-

* Химические анализы выполнены в химических лабораториях ИГН АН Армянской ССР и НИГМИ.

Таблица 6

Номера проб	Стадии минерализации и минералы	Хим. ан. в процентах		Отношение Mo/Re
		Mo	Re	
Пирит-халькопиритовая				
482	Пирит	0,0068	0,00002	340:1
464	Халькопирит	0,0003	0,00012	2,5:1
469	Халькопирит	0,0008	0,00010	8:1
471	Халькопирит	0,0003	0,00005	6:1
472a	Халькопирит	0,0007	0,00018	3,8:1
475	Халькопирит	0,0004	0,00007	5,7:1
Теннантит-энаргитовая				
596	Энаргит	0,0073	не обн.	—
Сфалерит-галенитовая				
566	Сфалерит	0,0056	не обн.	—
592	Сфалерит	0,0060	0,000003	2000:1
593	Галенит	0,0140	0,000014	1000:1

стоянно присутствуют молибден и рений. Отношение молибдена к рению для халькопиритов месторождения в целом составляет 3,5 : 1. Отношение молибдена к рению убывает в такой последовательности: сфалерит—галенит—пирит—халькопирит. Вопрос о форме нахождения рения в халькопирите, пирите, галените и сфалерите пока остается открытым.

Следует особо отметить, что в Кафанских медных концентратах обнаруживается рений в пределах от $7 \cdot 10^{-5} \%$ до $1 \cdot 10^{-4} \%$, а в рядовой руде — от $3 \cdot 10^{-5} \%$ до $5 \cdot 10^{-5} \%$.

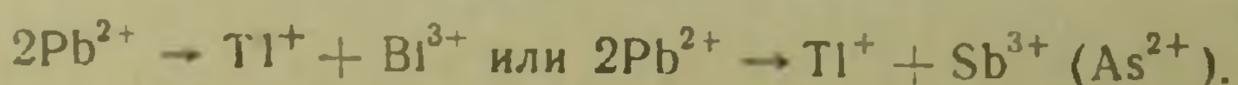
Таллий на месторождении имеет ограниченное распространение. В гидротермальном этапе таллий проявляет халькофильные свойства и, вследствие геохимической близости со свинцом, накапливается в галенитах и других сульфидах. Содержание элемента в галените колеблется примерно от 0,0007 до 0,0020% (табл. 7).

Таблица 7

Минералы	Кол. хим. ан.	Содержание таллия в процентах		
		от	до	среднее
Галенит	3	0,0007	0,0020	0,0012
Халькопирит	2	0,0004	0,0008	0,0006
Пирит	2	0,0002	0,0004	0,0003
Сфалерит	2	не обн.	не обн.	—

Содержание таллия в сульфидах возрастает в следующей последовательности: сфалерит—пирит—халькопирит—галенит.

Вхождение таллия в решетку галенита осуществляется, вероятно, по схеме компенсационного изоморфизма [2]:



В постмагматическом этапе при одновременном выпадении из гидротерм жильных и рудных минералов основная масса, таллия, в силу большей литофильности элемента, очевидно, накапливается в алюмосиликатах вмещающих пород, вызывая тем самым резкую обедненность сульфидов. Имеющиеся в нашем распоряжении анализы минералов показывают, что относительно значительные концентрации таллия на месторождении, как правило, приурочены к участкам богатых свинцово-цинковых руд.

Рассматривая распределение галлия, кадмия, индия, рения и таллия в минералах медноколчеданных и полиметаллических руд, необходимо указать, что основная масса атомов этих элементов в жилах и прожилках месторождения приурочена к рудообразующим минералам, содержащим серу.

В заключение следует отметить, что благоприятными факторами, обеспечивающими максимальное вхождение отмеченных выше редких элементов в структуру минералов, являются температура, давление, формация и первичная обогащенность гидротермальных растворов этими элементами.

Институт геологических наук
АН Армянский ССР

Поступила 5.X.1963.

Ռ. Ն. ԶԱՐՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՊՂԻՆՁ-ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐՈՒՄ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱԶՎԱԳՅՈՒՏ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՏԵՂԱԲԱՇԽՄԱՆ ՕՐԻՆԱԶԱՓՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի պղնձի հանքավայրը հանդիսանում է կոլչեղանային հանքանյութերի տիպիկ օրինակ և տարածականորեն կապված է յուրայի հասակի հրաբխածին ապարների հետ:

Ղափանում հանքանյութը ներկայացված է երակային և երակիկա-ցանավոր մորֆոլոգիական տիպերով: Հանքանյութը ձևավորվել է մի քանի ստադիաներում, ընդ որում հիմնական արդյունաբերական նշանակություն ունի պիրիտ-խալկոպիրիտային ստադիան:

Հոգվածում շարադրվում են հանքանյութերի, առանձին միներալների բազմաթիվ քիմիական և սպեկտրալ սինալիզների տվյալները, որոնց հիման վրա նշվում են հանքանյութերում մի քանի հազվագյուտ էլեմենտների տեղաբաշխման հետևալ օրինաչափությունները:

1. Հանքանյութերում հազվագյուտ էլեմենտներ պարունակող միներալներն են՝ սֆալերիտը, պիրիտը, խալկոպիրիտը, գալենիտը և այլն:

2. Հանքավայրի սֆալերիտն ընդհանրապես բնորոշվում է գալիումի, կադմիումի և ինդիումի բարձր պարունակություններով, որոնք տատանվում են 0,001—3,0% սահմաններում: Նշված էլեմենտների ամենաբարձր պարունակությունները նկատվում են կլեոֆանում:

3. Չափումը, կադմիումը և ինդիումը ցինկի հետ ունեցած իրենց քիմիական կապերի հետևանքով հիդրոթերմալ պրոցեսներում հետևում են ցինկին և իզոմորֆ ձևով տեղակայում նրան սֆալերիտի բյուրեղային ցանցում:

4. Տալիումի ամենաբարձր պարունակությունները նկատվում են դալեներում, որտեղ նրա միջին պարունակությունը հավասար է 0,0012%:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зарьян Р. Н. О стадиях минерализации Кафанского медно-полиметаллического месторождения. Изв. АН АрмССР, (геол. и геогр.), 4—5, 1963.
2. Иванов В. В., Волгин В. Ю. Некоторые части геохимии таллия и типы месторождений, благоприятные для его концентрации. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 3, 1959.
3. Иванов В. В., Разбнианская А. А. Геохимия индия в касситерито-силикатно-сульфидных рудах. Геохимия, 1, 1961.
4. Иванов В. В. К геохимии кадмия в месторождениях Депутатской группы. Геохимия, 2, 1961.
5. Кузнецов К. Ф. Редкие и рассеянные элементы в рудах некоторых полиметаллических месторождений Нерчинско-Заводской группы (Восточное Забайкалье). Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 2, 1959.
6. Oftedal I. Untersuchungen über die Nebendesandteile von erzmineralien norwegischer zinkbländ-führende Vorkommen. Norsk. Videnskap. akad. Skrifter, mat, Naturwiss. kl. Nr. 8, 1940.

ВУЛКАНОЛОГИЯ

С. Г. КАРАПЕТЯН

КУПОЛОВИДНЫЕ ВУЛКАНЫ АРТЕНИ И АТИС

Среди плиоценовых куполовидных вулканов Армении особый интерес представляют наиболее характерные из них — Артени и Атис. Большие размеры и сложное строение их, разнообразие форм вулканической деятельности, широкая вариация структурных, текстурных и петрографических особенностей слагающих пород, представляют несомненный научный интерес. Нельзя не упомянуть также и о большом практическом значении некоторых из продуктов этих вулканов и, в первую очередь, о перлите, нашедшем за последние годы широкое применение в различных отраслях народного хозяйства.

Несмотря на широкую известность, оба эти вулкана изучены слабо. Отдельные сведения о них имеются у А. А. Турцева, П. Топурия, К. Н. Паффенгольца*, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, С. П. Бальяна, К. Г. Шириняна, К. М. Сагателяна, В. А. Амаряна, Дж. А. Оганесяна, А. Н. Назаряна и др.

В течение последних лет нами, в числе куполовидных вулканов Арм. ССР, детально исследованы вулканы Артени и Атис и составлены их геолого-петрографические карты. Отдельные вопросы выяснялись при совместных маршрутах с В. П. Петровым, К. Г. Шириняном и В. В. Наседкиным. Сравнительно более детальные работы на вулкане Атис были проведены совместно с К. И. Карапетяном.

Вулкан Артени

Вулкан Артени (Большой Богутлу) находится на юго-западной периферии массива г. Арагац, в 5—6 км к юго-западу от районного центра Верин Талин.

Морфологически район расположения вулкана представляет мелко-сопочное бугристое плато, наклоненное к юго-западу, с отдельными четко вырисовывающимися центрами вулканических проявлений — Артени, Берглю, Кабахлер и т. д.

* По К. Н. Паффенгольцу Артени и Атис являются не вулканами, а останцами сильно эродированной толщи липаритовых лав олигоценного возраста. К этой точке зрения примыкает и С. П. Бальян, с той лишь разницей, что возраст их считает мио-плиоценовым.

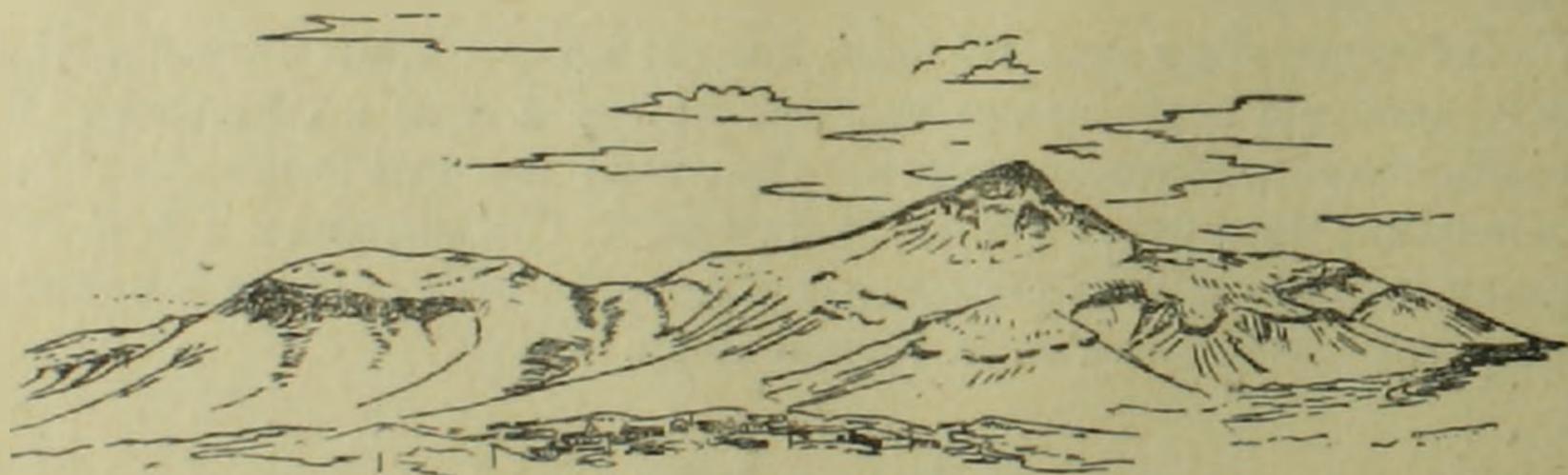
В геологическом отношении район сложен вулканическими породами плиоцен-четвертичного времени. Наиболее древним членом плиоценового комплекса (Асланян, 1958; Габриелян, 1959) являются долеритовые андезито-базальты, которые через ряд промежуточных разновидностей переходят к андезито-дацитам и дацитам. Над ними возвышается вулкан Артени, сложенный липаритами, обсидианами, перлитами, литондными пемзами, их туфами и брекчиями (относимый к верхнему плиоцену), который к периферии перекрывается более молодыми андезито-дацитами, андезито-базальтами и черно-красными игнимбристыми туфами.

Возраст липаритовых лав давно дискутируется в литературе; они датируются от верхнего олигоцена до четвертичного времени. Первые определения абсолютного возраста* говорят в пользу их верхнеплиоценового возраста.

Морфология и особенности строения вулкана

Вулкан Артени морфологически представляет крупное куполовидное сооружение с диаметром основания 8—10 км (с потоками) и относительным превышением над местностью 500 м; вершина (с отм. 2047,4 м) находится в северо-восточной части массива.

С севера Артени имеет симметричную форму щита с возвышающимся над ним вершинным куполом; с востока он имеет двуглавое очертание (фиг. 1) с отметками Мец Артени — 2047,4 м и Покр Артени — 1753,9 м.



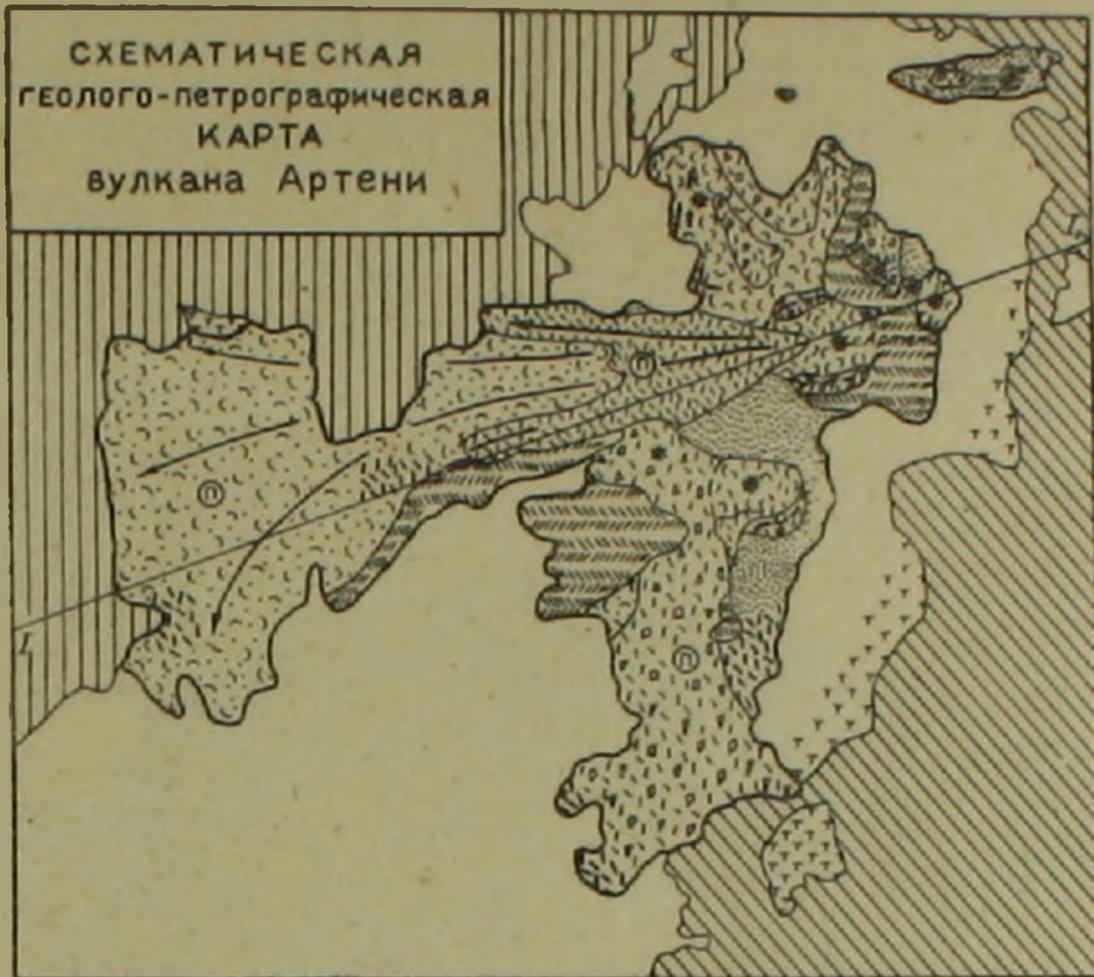
Фиг. 1. Вулкан Артени (вид с востока); справа виден купол „Тапак блур“.

В плане вулкан имеет изрезанную лапчатую или «амебовидную» форму (фиг. 2) с двумя сравнительно длинными выростами на юге и юго-западе. Площадь вулкана равна 35 км², периметр основания — 40 км. В 1,5 км к северо-востоку от массива обнажаются небольшие возвышенности из таких же липаритовых пород, известные под названием «Брусок» (площадь равна 4 км²).

Вулкан в целом представляет сложную постройку, образовавшуюся в результате неоднократного выжимания кислой магмы; последняя, вви-

* Определения произведены в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН Армянской ССР.

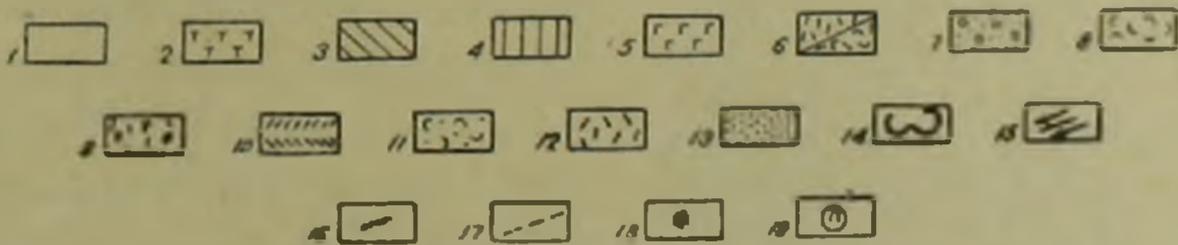
ду различных условий извержения (экструзивного или эффузивного), создавала разные формы вулканических образований: купола, трещинные выжимки, потоки и др.



Разрез по линии I-I,



Условные обозначения



Фиг. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта вулкана Артени. 1) аллювиальные и делювиальные отложения; 2) игнимбритовые черно-красные туфы ереванско-ленинканского типа; 3) андезиты и андезито-базальты; 4) андезитодациты; 5) липарито-дациты; 6) тонкополосчатые серые липариты, частично гидратизированные; 7) липаритовые туфы; 8) перлиты; 9) туфобрекчии и лавобрекчии; 10) более древние полосчатые — „нижние“ липариты; 11) перлитовый поток; 12) обсидианы; 13) взрывной материал — пепел, песок лапилли и т. д.; 14) контуры вулкана Артени; 15) направления движений потоков; 16) трещинные выжимки; 17) предполагаемые трещины; 18) купола; 19) потоки.

Купола имеют хаотичное расположение и встречаются как в центральной части массива, так и на его периферии. Самые характерные из Известия, XVII, № 3—4—6

них — «Хцан», «Покр Артени», «Тапак блур», «Катар», «Сехан атам» и др. имеют разные структуры: веерообразную, пробковую и концентрически-скорлуповатую; размеры их колеблются в широких пределах: диаметры оснований от 30 до 1000 м, а высоты от 12 до 450 м.

Самый большой из куполов — пробковый купол «Хцан» (фиг. 3), составляющий современную вершинную часть вулкана, имеет высоту



Фиг. 3. Вершинный купол «Хцан»; видны кольцевые выходы липаритов и купольной брекчии.

450 м при диаметре основания 800—1000 м. По строению — это своего рода сложный купол веерообразной структуры с иглами и дайкообразными выходами липаритовых лав и брекчий. Сложность его выражается в том, что во время или после выпирания купола отдельные части его были еще настолько вязкими, что претерпевали разные смещения, подобно тому, как это было на Богословском вулкане, на Аляске, описанное Джаггаром (1883), в результате чего по контактам их образовались «воротники» или «манжеты» из купольной брекчии. Купол венчается красивой складкообразной выжимкой липаритовой лавы.

Лавы, слагающие купол, представлены серыми и буровато-серыми тонкополосчатыми липаритами; в верхней части они перлитизированы (гидратизированы). Порода имеет порфировую, местами афировую, структуру с микрофельзитовой, фельзитовой и гранофировой структурой основной массы. Редкие вкрапленники представлены олигоклаз-андезином (22—30% Ап) и кварцем; общее количество их не превышает 3—4%; текстура породы флюидальная.

Вторым по величине является купол «Покр Артени» (диаметр основания 700—800 м, высота 250 м), сложенный брекчированным стеклом, липаритами и обсидианами; он выпирает из-под толщи, состоящей из первых выбросов вулкана — пепла, песка, лапилли и т. д.

Более мелкие купола — «Катар», «Сехан атам» и др. с иглами и пиками находятся соответственно на северо-западном и юго-западном склонах вулкана. Сложены они также из стекловатой брекчии, перлита и обсидиана. Цемент брекчии имеет бурые окраски; состав его липаритовый; показатель преломления $N = 1,486—1,492$. Обломки представлены обсидианами, перлитами и липаритами.

«Тапак блур» является наиболее характерным и крупным из куполов концентрически-скорлуповатого строения; он несколько вытянут в меридиональном направлении (длинная ось равна 700 м, короткая — 500 м, высота равна 150 м). Сложен купол серой, буровато-серой, липарито-дацитовой лавой, залегающей на склонах его в виде плит и черепиц. Лава имеет порфировую структуру с вкрапленниками андезина (49% *Ап*), роговой обманки и пироксена.

Трещинные выжимки встречаются еще чаще, чем купола. Они образуются в результате выхода на поверхность небольшой порции вязкой лавы, которая, несколько сплюсываясь под своей тяжестью, образует красивые гофрировки, напоминающие складки (фиг. 4). Такие выжимки встречаются на северных, восточных склонах вулкана, на «Бруске», но наиболее типичные — на северо-западной периферии его. Выжимки имеют в основном северо-восточное простирание ($10—30^\circ$); длина их 30—100 м, высота — 10—20 м. Сложены они липаритами.

Потоки. Хотя кислые лавы не образуют длинных потоков, однако известны случаи расползания их на довольно большие расстояния — 3—15 км (Западная Ява, Иеллоустонский парк, Остров Липари и т. д.).

В Армянской ССР потоки кислых лав имеют сравнительно широкое распространение (Атис, Гутансар, Гехасар, Артени). На Артени небольшие потоки встречаются на северных, восточных и южных склонах. Самые характерные из них — один перлитовый, другой липаритовый встречаются на западных склонах его.

Первый — перлитовый поток*, начинаясь на привершинном склоне



Фиг. 4. Игла — выжимка липаритовой лавы на вершине Артени.

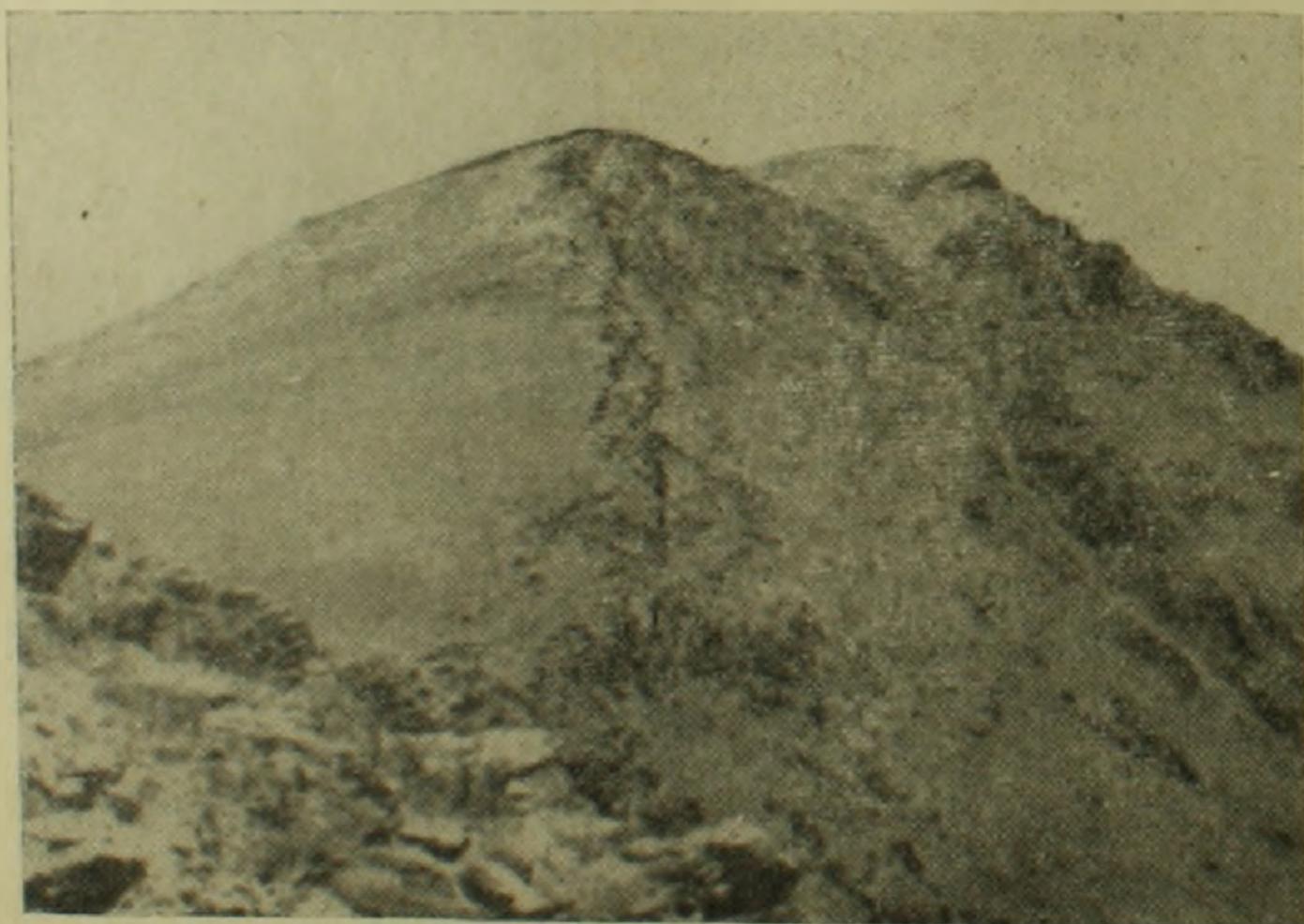
* Поток разведан и подсчитаны запасы перлита Фонтанской партией УГ и ОН при СМ Армянской ССР (К. Сагателян, Б. Казарян, 1959); в настоящее время он разрабатывается карьерами.

вулкана, уходит в юго-западном направлении на 7—8 км, и, постепенно расширяясь по фронту, доходит до станции Арагац (откуда и наименование потока — Арагацский). Он имеет гладкую, несколько волнистую поверхность. Средняя мощность потока 50—60 м, наибольшая — 250 м. По строению поток имеет агломератовый характер и похож на известный в литературе Фонтан-Джраберский поток, а по механизму образования оба потока похожи на агломератовые потоки вулканов Авача, Безымянный, Шевелуч и др.

При кажущейся однородности поток несколько зонален: в нижней части он представлен обсидианом, а выше перлитом, кусковатой литонидной пемзой; местами встречаются участки брекчированного стекла часто со следами фумарольной деятельности. Содержание воды в потоке возрастает снизу—вверх: от 0,2% (в обсидиане) до 4% (в перлите).

Пемзы отличаются беловатыми, светло-серыми цветами и заметной пористой, ячеистой, а часто, струйчато-волокнутой текстурой. Перлиты имеют серые, желтоватые и буроватые цвета, с отчетливо выраженной перлитовой отдельностью. Содержание воды в них колеблется в пределах 2,0—4,0%. Обсидиан в пределах потока встречается как в виде обломков и глыб, так и просолев; ими сложена и подошва потока. Здесь встречаются черные, серые, бурые, часто полосчатые, а иногда и брекчиевидные разности их. Содержание воды в них колеблется от 0,2 до 0,6%, показатель преломления — от 1,483 (в черных разностях) до 1,492 (в бурых).

Второй, более молодой, липаритовый поток (мощностью 2—18 м) начинается на самой вершине вулкана и, образуя два флексурообразных изгиба (фиг. 5), спускается на юго-запад (на 2,5—3 км), перекрывая бо-



Фиг. 5. Поток тонкополосчатой липаритовой лавы, начинающийся с вершины вулкана Артени.

лее древний липаритовый и перлитовый потоки; в момент излияния он, видимо, перекрывал и вершину Покр Артени (встречаются фрагменты его), в настоящее время несколько разобранную эрозией. Поток сложен теми же липаритами, что и купол «Хцан».

Химический состав пород

Химический состав описываемых пород отличается постоянством и не обнаруживает значительных отклонений от средних типов липаритовой группы по Дэли. Незначительные отличия выражаются в пониженном содержании феррической составной и в повышенном количестве щелочных алюмосиликатов. Породы эти пересыщены кремнекислотой ($Q = 23—43,6\%$). Соотношение K_2O и Na_2O в сумме щелочей не постоянно, но в большинстве случаев K_2O преобладает над Na_2O . На вариационной диаграмме А. Н. Заварицкого почти все породы попадают в известково-щелочную группу пород.

В описываемых лавах обнаружены следующие микроэлементы: Ti, Zn, Mo, Nb, J, Li, Cr, Zr, Cu, Pb, Hg, Sr, Ba, из которых первые шесть в большинстве случаев превышают кларковые содержания примерно в 1,5—5 раз.

История вулканической деятельности Артени

Массив г. Артени образовался в результате неоднократного выжимания кислой магмы, причем между отдельными фазами излияний имели место промежутки относительного покоя.

Деятельность вулкана началась с сильных взрывов, в результате которых образовались огромные массы липаритового пепла, песка, пемзового орешка, туфа и брекчии, ныне слагающие нижние части склонов Мец и Покр Артени, седловину между ними, часть «Бруска» и т. д. Они, по всей вероятности, покрывали довольно большую площадь и имели также и большую мощность; в настоящее время они частично размыты и местами перекрыты более молодыми лавами, туфами и их же перетолженным материалом.

Отмеченный взрывной материал А. С. Карапетяном и Р. Е. Богданяном* ...«считается элювиально-делювиальной россыпью, образовавшейся в результате деструкции продуктов извержения Артени». Такой вывод не подтверждается ни геологическими, ни морфологическими факторами: условия залегания, мощность, характер обломков, степень спекания, вспученность, наличие обломков подстилающих долеритов, говорят против такого их происхождения.

Непосредственно за взрывом последовало вытекание Арагацского агломератового потока.

* «Артенийское месторождение перлитовых песков», отчет Талинского карьероуправления при строймат. Совнархоза Армянской ССР.

В дальнейшем происходит излияние небольших потоков липаритовых лав (сев., вост., запад и южн. склоны) и лавобрекчии (южн. склоны), а также экструзивные внедрения более вязких лав одновременно из нескольких каналов и трещин с образованием штокоподобных тел, эндогенных куполов и т. д. Возникновения их сопровождались взрывами с образованием туфов и брекчий.

После этого устанавливается определенный покой в деятельности вулкана; формируется рельеф. Новая фаза деятельности начинается с выдавливания несколько остывшего «некка» — «Хцан» в кратере вулкана; эруптивная сила, видимо, не могла преодолеть тяжести его, поэтому произошло растрескивание жесткого тела вулкана, в основном по периферии его, с образованием трещинных выжимок и маленьких куполов.

В последующем имело место вытекание из вершины купола вышеописанного липаритового потока.

Завершающей фазой деятельности явилось выдавливание экструзивного купола «Тапак блур» в небольшом овраге, в северо-восточной части вулкана (фиг. 1).

Вулкан Атис

Куполовидный вулкана Атис (Гядис) находится на западном подножье Гегамского нагорья, в 20—25 км к северо-востоку от гор. Еревана (Абовянский район).

Морфологически район расположения вулкана представляет полого наклоненное к югу, юго-западу плато с мелкосопочной бугристой поверхностью, на фоне которой возвышаются вулканы Атис и Гутансар.

Геологическая обстановка района по данным вышеотмеченных исследователей аналогична таковой района вулкана Артени. На залегание толщи липарито-обсидиановых лав на серию более древних долеритовых лав (непосредственно на западных склонах г. Атис) указывали К. Н. Паффенгольд, А. Т. Асланян, А. А. Габриелян и др. Здесь такого последовательного перехода от основных лав к кислым, как они описывают, не наблюдается, ибо древняя толща действительно отчетливо дислоцирована (Турцев, 1931; Паффенгольд, 1947) и инъецирована системой многочисленных жил и даек. Она представлена долеритами, плагиобазальтами, андезитами и их брекчиями. К последним и приурочено капутанское апатит-магнетитовое прожилково-вкрапленное оруденение (Турцев, Магакьян, Паффенгольд).

Эта толща в общем эродирована и поверхность ее имеет наклон в южном направлении под углом 10—30°. Она прорывается серией кислых лав вулкана Атис, представленная липаритами, обсидианами, перлитами и т. д. Массив г. Атис со всех сторон обтекается более молодыми лавами: с запада липарито-дацитами вулкана Гутансар, а с других сторон — андезито-базальтами и базальтами Гегамского нагорья.

Морфология вулкана и особенности строения

Массив г. Атис морфологически представляет крупную, относительно симметричную щитовидную постройку, в центре которой возвышается куполовидная вершина (фиг. 6). Северо-западные и часть западных склонов массива сложены в основном породами древней толщи, а остальные — более молодыми липарито-обсидиановыми и, частично, основными породами.



Фиг. 6. Вулкан Атис (вид с запада); на переднем плане — слева виден выход древней толщи.

Исходя из этого под термином «массив г. Атис» мы в дальнейшем подразумеваем морфологически четко выделяющуюся структуру, куда входят как подстилающая древняя толща (в пределах массива), так и кислые липарито-обсидиановые породы; под термином «вулкан Атис» подразумевается другая часть массива, сложенная только более молодыми кислыми и основными лавами.

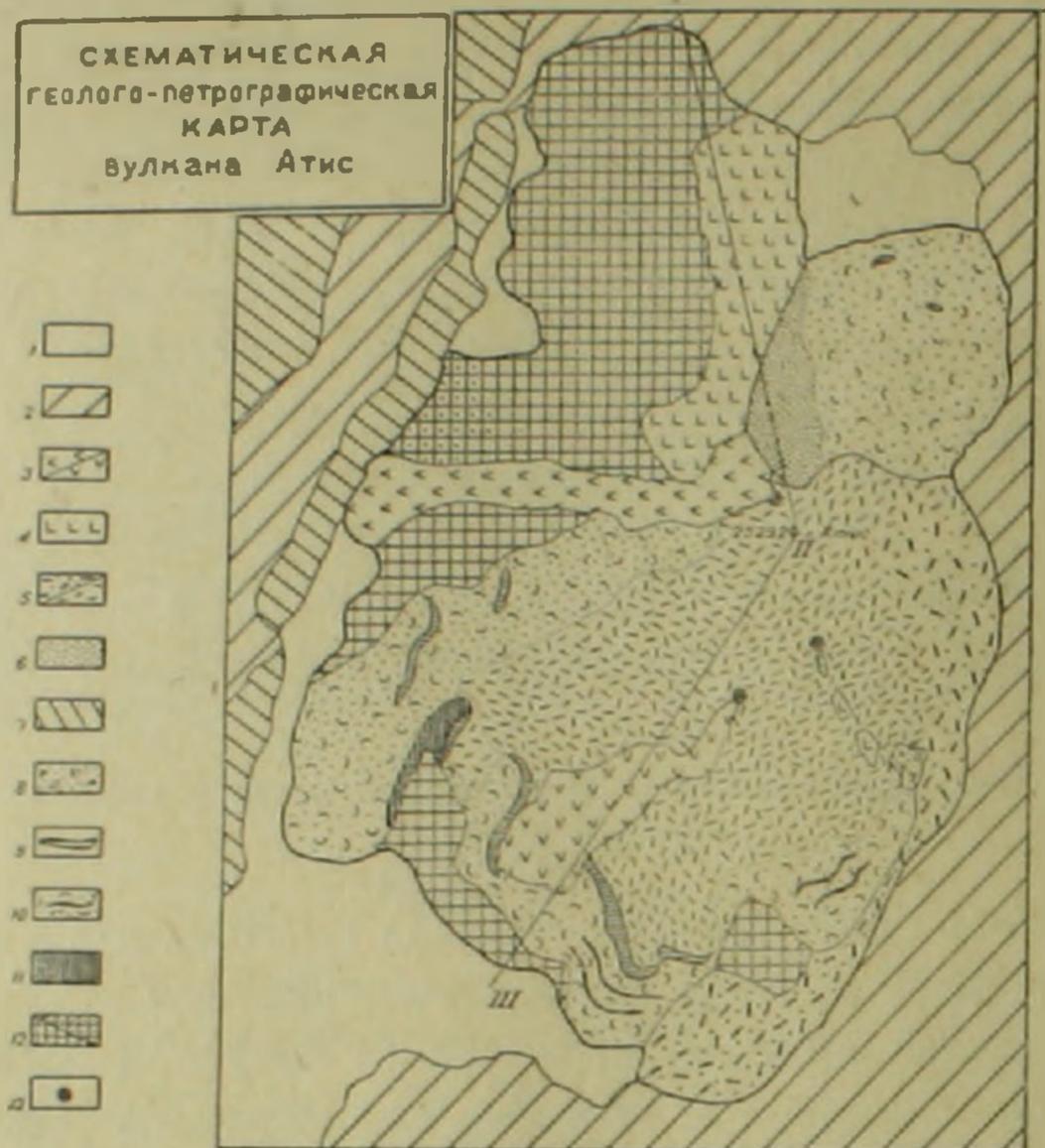
В плане массив имеет более или менее овальную форму (фиг. 7), вытянутую в меридиональном направлении: длинная ось равна 9—10 км, короткая — 5—6 км; относительное превышение над местностью равно 800—1000 м. Площадь, занимаемая массивом, равна 33 км², на долю самого вулкана Атис приходится 22—25 км² от всей площади массива.

Массив в целом имеет плавные очертания, которые постепенно нарушаются у южных склонов серией радиально-расходящихся оврагов; последние местами прорезают склоны вулкана до основания, обнажая подстилающую древнюю толщу.

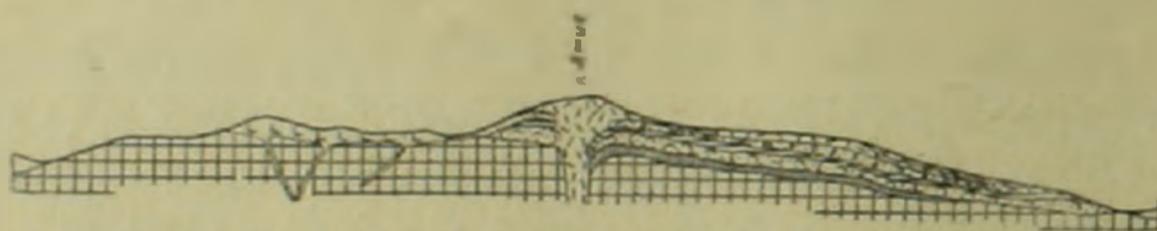
В строении вулкана Атис, в отличие от Артени, отсутствуют отдельные формы вулканических образований; он является более простым, слоистым или натечным вулканом.

В основании Атис сложен серией липаритовых лав — «нижние липариты», полная мощность которых (до 50 м) обнажается в юго-западном овраге. Они представлены серыми, темносерыми тонкополосчатыми разностями. Структура их афирровая; основная масса породы микрофельзитовая, фельзитовая, а с глубиной переходит к сферолитовой и гранофировой. Флюидалность ее микроскопически выявляется наличием ориентированных светлых и бурых полос разной кристалличности. В нижней части липариты постепенно переходят в обсидианы.

Черные разности обсидианов имеют афировую, редко порфировую структуру с гналиновой или кристаллитовой структурой основной массы; редкие вкрапленники представлены катаклазированными обломками плагиоклаза и кварца. Красно-бурые разности состоят из оранжевых



Разрез по линии I-III



Фиг. 7. Схематическая геолого-петрографическая карта вулкана Атис. 1) Аллювиальные и делювиальные отложения; 2) андезито-базальтовые и базальтовые лавы Гегамского нагорья; 3) андезито-базальтовые лавы вулкана Атис; 4) пироксен-роговообманковые лавы вулкана Атис; 5) липарито-дацитовые, дацитовые лавы; темные штрихи — верхняя смоляно-каменная корочка лав; 6) взрывной материал — пепел, песок, лапилли и т. д.; 7) липарито-дацитовые и дацитовые лавы вулкана Гутансар; 8) брекчированное стекло; 9) карнизы обсидиановых лав; 10) агломератовые лавы с пластами обсидианов; 11) „нижние“ липариты; 12) древняя толща — долеритовые базальты, андезиты, андезитовые брекчии и т. д.; точки в квадратах — апатит-магнетитовое оруденение; 13) места выходов — шлаковые конуса основных лав вулкана Атис.

и бесцветных вытянутых ланцетовидных стеклянных нитей, тесно переплетающихся друг с другом.

Выше липаритов залегают потоки перлит-пемзовых пород агломератового строения, очень похожего на Арагацский поток. Наиболее харак-

терный из них протягивается на 5,5 км и слагает юго-западный склон массива. В нижней части он сложен обсидианом. Остальные потоки обнажаются на северо-восточном, юго-западном и южном склонах; в последних имеются прослои и пласты обсидианов мощностью 3—50 м, образующие длинные карнизы.

В строении агломератового потока принимают участие в основном литоидные пемзы и перлиты в виде обломков и глыб величиной 0,3—0,6 м, а иногда до 1 м и больше. Отдельные участки сложены также обсидианами и стекловатой брекчией. Пемзы и перлиты имеют белые и сероватые цвета. Первые более пористые и волокнистые; на перлитах видна характерная перлитовая отдельность. Структура пемз флюидальная, струйчато-волокнистая. Вкрапленники очень редки и сильно раздроблены течением лавы.

Брекчии слагают небольшие участки в потоке; цемент их представлен бурым стеклом ($N=1,490 \pm 0,001$), а обломки, в основном, пемзой, перлитом и обсидианом; в потоке имеются следы фумарольной деятельности.

Выше агломератового потока залегают обсидианы и липариты. Карнизы их, мощностью 2—20 м, четко выделяются на юго-западных и южных склонах вулкана (фиг. 6); они часто переслаиваются с туфами и брекчиями. Все вышперечисленные образования сверху бронируются тонким (2—15 м) плащом липарито-дацит-дацитовых лав. Они местами сnivelировали прежний слабовыработанный рельеф, а местами повторили его. Последнее обстоятельство, а также гофрированная структура липаритов, видимо, у некоторых исследователей оставило ложное впечатление дислокации; на основании этого, был сделан и другой неверный вывод относительно того, что вершина вулкана находилась где-то на наблюдаемой в настоящее время пенепленизированной поверхности, в 1500—2000 м к юго-западу от современной вершины (Оганесян, 1962)*.

Отмеченные лавы имеют сероватую или буровато-серую окраску; структура породы афировая с кристаллитовой структурой основной массы. Они в своей верхней части имеют черную стекловатую «корочку» (смоляно-каменная лава) 0,5—2 м, отличающуюся от типичных обсидианов матовым блеском и несколько занозистым изломом.

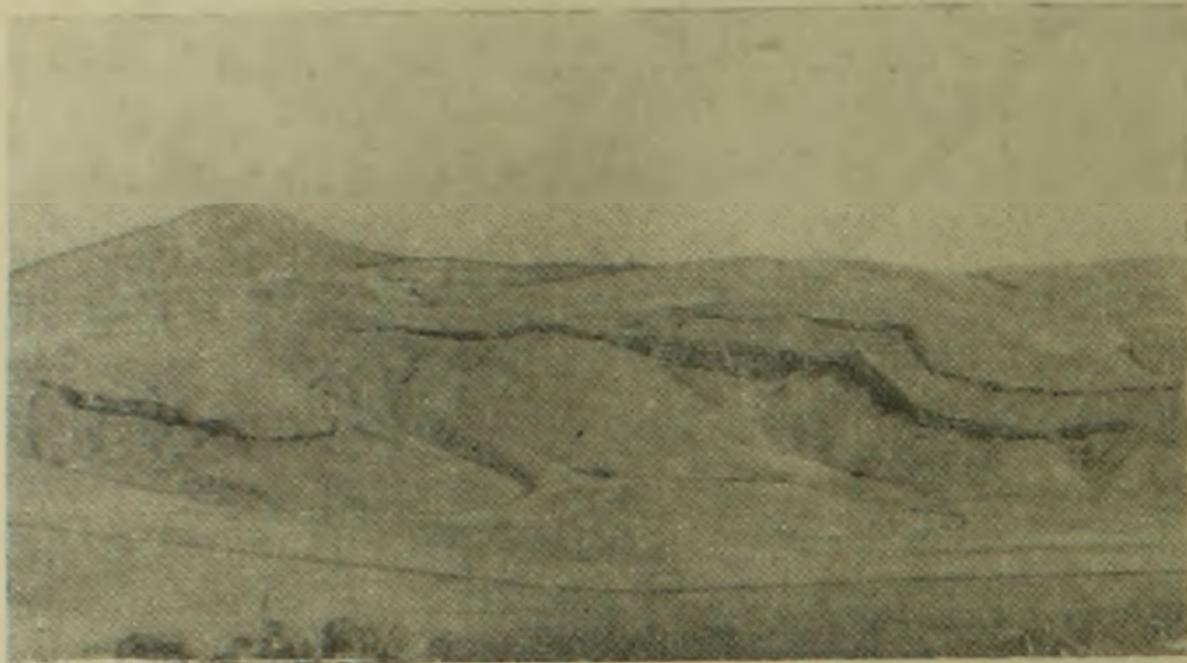
Этими лавами сложена куполовидная вершина вулкана (диаметр основания 600—800 м, высота 300 м), имеющая двуглавое очертание. Здесь наряду с полосчатыми лавами встречаются и брекчиевидные разности ее. Наблюдается веерообразная структура: падения пород в центральной части почти вертикальные, а в периферии выстилаются до 40—30°.

В самых верхних частях склоны вулкана местами перекрываются молодыми андезитами и андезито-базальтовыми лавами, которые начинаются с небольших, слабо сохранившихся шлаковых конусов.

* Оганесян Д. А. Геологическое строение бассейна ср. течения р. Раздан (отчет Разданской ПСП за 1962 г.).

Первый из них находится на северо-западном склоне вершинного купола. От него начинается узкий лентообразный поток оливнивого андезито-базальта, который протягивается на запад — вниз по склону, длиной 3,5 км при ширине 0,3—0,5 км.

Другой такого же состава поток начинается с более хорошо выраженного шлакового конуса (в 1500 м юго-западнее вершины Атис) и протягивается на юг—юго-запад примерно на 3,2 км (фиг. 8); ширина его 0,3—1 км.



Фиг. 8. Залегание обсидиановых лав на подстилающих перлитах; справа видно согласное залегание андезито-базальтов на обсидиановом карнизе.

Третий центр находится в 600 м юго-восточнее вершины. Поток от него протягивается на юг—юго-восток примерно на 1,5 км шириной 10—100 м; лавы представлены пироксен-роговообманковым андезитом. Такого же состава лавы изливались из трещины, которая проходит по гребню северо-западного отрога массива (древней толщи), имеющей длину 2,5 км. Лавы покрыли гребную часть отрога и восточные склоны его.

Суммарная площадь, занимаемая потоками, равна около 6 км².

Химический состав пород

Химический состав продуктов вулкана Атис, в отличие от Артени, обнаруживает сравнительную неоднородность. Крайне кислые продукты его — липариты, обсидианы и др., как и таковые Артени, характеризуются пересыщенностью кремнекислотой ($Q=25,4—31,3$) и попадают в группу пород богатых щелочами ($a:c>8$). В отличие от них они от средних типов липаритовой группы Дэли отличаются недосыщенностью глиноземом и повышенным содержанием фермических компонентов. Соотношение Na_2O и K_2O в сумме щелочей не постоянное, но здесь в большинстве случаев Na_2O преобладает над K_2O .

Липарито-дацитовые лавы, по положению вектора на диаграмме А. Н. Заварицкого, более приближаются к дацитам, отличаясь от них несколько большим содержанием SiO_2 и повышенной глиноземистостью;

от подобных лав Артени они отличаются меньшей щелочностью. Андезитовые и андезито-базальтовые лавы по составу очень близки средним типам таковых по Дэли и А. Н. Заварицкому. В описываемых лавах выявлены следующие микроэлементы: Ti, Nb, Zr, Li, V, Ni, Mo, Zr, Pb, Cd, In, Sr, Be, из которых первые четыре в большинстве образцов превышают кларковые содержания в 1,6—1,5 раз.

История вулканической деятельности Атиса

Как видно из последовательности описания пород, деятельность вулкана Атис началась с излияния серии флюидалных липаритовых лав; центр излияния их, как и всех последующих продуктов, находился примерно на уровне основания современной куполовидной вершины, откуда происходило радиальное движение их к периферии вулкана, и, преимущественно на юг, в сторону наибольшего наклона рельефа.

Новая фаза деятельности началась взрывами, за которыми последовало излияние агломератового потока, видимо с попеременным излиянием отдельных порций обсидиана, переслаивающегося с ними. После прекращения излияния агломератовой лавы поступление обсидиана все еще продолжалось; она заливала склоны и пониженные участки рельефа. Последними порциями вязкой лавы видимо закупоривается канал вулкана и наступает относительный покой в его деятельности.

В дальнейшем излиянию липарито-дацитовых дацитовых лав предшествовал сильный взрыв, в результате которого образовались перлитовые пески, лапилли, пемзовые орешки* и т. д., слагающие верхние горизонты северо-восточного перлитового отрога. После вытекания отмеченных лав последние порции закупорили канал, остыли, образовав современную куполовидную вершину.

Андезитовые и андезито-базальтовые лавы вытекали почти одновременно или непосредственно друг за другом. Интересно то, что после излияния основных лав под самой вершиной вулкана выжималась небольшая порция обсидиановой лавы, которая в нижней своей части цементировала андезито-базальтовые шлаки северо-западного вулканчика.

Описав в общих чертах строение и деятельность вулкана Атис, считаем необходимым вкратце остановиться и на вопросе, касающемся центра излияния кислых липарит-обсидиановых лав всего района в целом. Это диктуется тем, что некоторые исследователи хотя и пишут, что вулкан Гутансар в нижней своей части сложен кислыми лавами (т. е. можно понимать так, что в начале деятельности он извергал кислые лавы), но главную роль в образовании их, видимо, отводят вулкану Атис, поскольку вместе с тем отмечают, что лавы вулкана Атис распространяются от центра излияния радиусом порядка 10, а то и 20—30 км. Другие исследователи считают, что Гутансар представляет собой лишь четвертичный шлаковый конус, возникший на толще липаритовых лав.

* Этот материал при соответствующих запасах, ввиду хорошего качества, однородности и удобному залеганию, может служить хорошим сырьем для стеклоделия.

Не вдаваясь в подробный разбор этого вопроса, отметим, что роль Атиса, как центра излияний кислых лав для всего района, ограниченная, поскольку лавы его текли преимущественно в южном направлении (что обусловлено общим наклоном в этом направлении как подстилающих его пород, так и всего района), и максимальная длина их достигала 5,5—6 км.

Широко развитые в районе кислые продукты приурочены в основном к вулкану Гутансар (который по характеру и последовательности деятельности в общих чертах является аналогом вулкана Атис), а также несколькими небольшим центрам и трещинам, фиксируемым в окрестностях сс. Фонтан, Алапарс, Джрабер.

Кроме того, в районе имеются еще два типичных экструзивных купола липарит—липарито-дацитового состава, один у с. Авазан, другой у с. Гюмуш, отмечаемых многими исследователями, которые (справедливо указывает А. Н. Назарян, 1962) как по облику, так и по возрасту отличаются от остальных, распространенных в районе, кислых лав.

Из всего вышесказанного видим, что в строении и формировании Артени и Атис выявляются много как общих, так и специфических особенностей, которые не оставляют ни малейшего сомнения в их вулканическом происхождении; мнения о том, что они являются эрозионными останцами от некогда широко развитой, дислоцированной липаритовой толщи, нашими данными опровергаются. Более того Артени и Атис являются не простыми вулканами, как это подразумевается из названий («купол», «экструзивный щит», «купол типа лакколита» и др.), приписываемых им разными исследователями, а, как видим, намного сложными и интересными.

Действительно, они по некоторым свойствам (форме, отсутствию кратера и др.) похожи на простые купола, а по другим—отличаются, более приближаясь к «настоящим» вулканам. Это и ряд других обстоятельств затрудняют отнесение их к тому или иному типу куполов известных классификаций (Вильямс, 1932; Лейден, 1936; Влодавец, 1954). Поэтому, учитывая вышесказанное, в общем мы их относим к куполовидным вулканам; Артени, в частности (учитывая наличие отдельных структурных форм в его строении) называем сложным куполовидным вулканом, а Атис—слоистым куполовидным вулканом.

Совместное описание этих вулканов проливает свет и на другие вопросы, касающиеся, в частности, генезиса кислых лав, их очагов и т. д. Не вдаваясь в подробности отметим, что характер и последовательность деятельности вулканов, петрохимические и геохимические особенности слагающих их пород, позволяют делать некоторые предварительные предположения о том, что формирование последних происходило в отдельных, изолированных магматических очагах. Такое предположение (об изолированности очагов) но для основных четвертичных лав Гегамского нагорья и Айоцдзора впервые высказаны К. И. Карапетяном (1962).

Наличие у вулкана Артени нескольких каналов и трещин, наряду с

главным, говорит о неглубоком залегании его очага по сравнению с таковым вулкана Атис. Малый объем слагающих вулканы пород по сравнению с распространенными в данных районах основными лавами, свидетельствует о вторичности этих очагов и сравнительно небольших размерах их.

Описанные вулканы Артени и Атис по размерам и объему изверженного материала, исходя из описаний куполов по Вильямсу (1932) и Лейдену (1936), можно отнести к числу известных, наиболее крупных куполовидных сооружений.

Они в некоторых чертах похожи на куполовидные вулканы Центральной и Южной Америки, Японии, Гватемалы и др.; по типу и продолжительности извержения они стоят ближе к куполам Санта-Мария, Лас-сен-Пик и др.

Все вышензложенное вместе с большими запасами водосодержащих вулканических стекол свидетельствует о большом научном и практическом значении этих вулканов и о необходимости еще более детальных и всесторонних исследований.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IX.1963.

Ս. Հ. ԿՍՐՍՊԵՏՅԱՆ

ԱՐՏԵՆԻ ԵՎ ԱՏԻՍ ԿՈՆՍՈՒՆՈՒՄԱՆ ՀՐԱՐՈՒԽՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Պլիոցենյան հասակի գմբեթանման հրաբուխների շարքում, Արտենին և Հադիսը իրենց մեծ չափերով, բարդ կազմությամբ հատուկ ուշադրություն են գրավում:

Արտենի հրաբուխը գտնվում է Արագած լեռան հարավ-արևմտյան ստորոտին: Նա իրենից ներկայացնում է մի մեծ գմբեթանման դանդաժ, որի հիմքի տրամագիծը հասնում է 8—10 կմ (հոսքերի հետ միասին), իսկ հարաբերական բարձրությունը տեղանքի նկատմամբ 500 մ. նա ունի ոչ ճիշտ, կտրտված հատակագիծ, որի երկարությունը հասնում է 40 կմ. հրաբուխի գրաված մակերեսը հավասար է 35 ք. կմ.:

Ամբողջ դանդաժը կազմված է լիպարիտներից, օբսիդիաններից, պեռլիտներից, լիթոիդային պեմզաններից, նրանց տուֆներից և բրեկչիաններից:

Արտենին ընդհանուր առմամբ ունի բարդ կառուցվածք, որի մեջ մասնակցում են տարբեր տիպի հրաբխային գոյացումներ՝ գմբեթներ, ձեղքվածքային արտավիժումներ, հոսքեր և այլն:

Արտենիի հրաբխային գործունեությունը սկսվել է ուժեղ ժայթքումներով, որոնք մերթ ընդ-մերթ փոխարինվել են լավաների հանգիստ արտավիժումներով, ներդրումներով և այլն: Վերջում հրաբխի հյուսիս-արևելյան մասում ներգրվել է լիպարիտա-դացիտային կազմի մի ոչ մեծ գմբեթ, որով և լրիվ դադարել է Արտենիի հրաբխային գործունեությունը:

Հաղիս հրաբուխը գտնվում է Գեղամա բարձրավանդակի արևմտյան ըստորոտում: Նա իրենից ներկայացնում է նույնպես մեծ, զրահանման մի կառուցվածք, որի միջին մասում վեր է բարձրանում գմբեթանման գագաթը (2529,2 մ):

Հատակազծում Հաղիսի դանդվածն ունի ձվաձիրաձև կտրվածք, որը երկարաձգված է միջորեականի ուղղությամբ (երկար տրամագիծը հասնում է 9—10 կմ, իսկ կարճը՝ 5—6 կմ. հրաբուխի հարաբերական բարձրությունը տեղանքի նկատմամբ հասնում է 800—1000 մ):

Չանգվածի հյուսիս-արևմտյան մասը հիմնականում ներկայացված է հին հասակի (դոլերիտներ, անդեզիտներ և այլն) ապարներով, իսկ մյուս մասերը ավելի երիտասարդ, հիմնականում թթու-լիպարիտային կազմի ապարներով: Ամբողջ պանզվածի դրաված տարածությունը հասնում է 33 ք. կմ, որից թթու կազմի ապարները ընդգրկում են մոտավորապես 22—25 ք. կմ:

Հաղիսը, ի տարբերություն Արտենիի, ավելի պարզ, շերտավոր հրաբուխ է:

Նրա գործունեությունը սկսվել է լիպարիտային լավայի արտավիժումներով, որը դեպի վեր հաջորդաբար փոխվել է պեռլիտներով, օբսիդիաններով ու վերջում լիպարիտա-դացիտային կազմի լավաներով: Այդ գոյացումները հաճախ ուղեկցվել են ժայթքումներով, որոնց հետևանքով առաջացել են լիպարիտային ավազներ, տուֆեր, բրեկչիաներ և այլն:

Այդ բոլորից հետո հրաբուխի բարձրադիր լանջերի որոշ տեղերից սկիզբ են առել ավելի հիմքային՝ անդեզիտ, անդեզիտա-բազալտային կազմի ժայթկենաձև լավային հոսքեր և տեղ-տեղ բարակ շերտերով ծածկել են ստորադիր թթու ապարները: Հրաբխի գործունեությունը եզրափակվել է շնչին քանակությամբ օբսիդիանային լավայի արտավիժումով, որը ցամաքացրել է հիմքային կազմի խարամները:

Վերոհիշյալից երևում է, որ երկու հրաբուխների միջև կան ընդհանուր և առանձնահատուկ գծեր, որոնք ցույց են տալիս, որ նրանք ոչ միայն տիպիկ հրաբուխներ են (կան կարծիքներ, որ նրանք համատարած լիպարիտային հաստվածքի մնացորդներ են, և ոչ թե հրաբուխներ), այլև շատ ավելի բարդ են, քան թվում է ուսումնասիրողների մեծ մասին:

Ելնելով որոշ հատկություններից, մենք նրանց դասում ենք գմբեթանման հրաբուխների շարքին, մասնավորապես Արտենին անվանում ենք բարդ գմբեթանման հրաբուխ, իսկ Հաղիսը՝ շերտավոր գմբեթանման հրաբուխ:

Այդ հրաբուխների համեմատությունը թույլ է տալիս որոշ նախնական ենթադրություններ անել այն մասին, որ նրանց կազմող ապարները վերջնական ձևավորում են ստացել առանձին, մեկուսացված օջախներում, որոնք տեղադրված են եղել ոչ մեծ խորություններում և ունեցել են փոքր շափեր:

Վերոհիշյալը և այդ հրաբուխների կազմում մասնակցող թթու ապակիների (հիմնականում պեռլիտների) մեծ պաշարները վկայում են նրանց խոր տեսական և գործնական նշանակության մասին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
2. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. «Доклады АН АрмССР», XXXVI, 1963.

3. Бальян С. П. О генезисе и возрасте вулканических формаций Армении. Тезисы докладов на научн. конф. Ер. Госунта, Ереван, 1962.
4. Влодавец В. И. О вулканологической терминологии. Бюллетень вулканологич. станции АН СССР, № 21, 1954.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.
6. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Лаборатория вулканологии, М., 1962.
7. Карапетян С. Г. Вулкан Артени и его продукты. Тезисы докладов IV Закавказской конференции молодых научн. сотр. Ереван, 1962.
8. Меньяйлов А. А. Вулкан Шевелуч — его геологическое строение, состав и извержение. Тр. лабор. вулканологии, вып. 9, 1955.
9. Назарян А. Н. Вулканические породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. Изв. АН АрмССР, (геол. и геогр. науки), т. XV, № 5, 1962.
10. Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Тр. ИГЕМ, вып. 98, 1963.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН АрмССР, 1947.
12. Петров В. П. Перлит, его особенности и распространение в СССР. Сб. «Перлит и вермикулит». Госгеолтехиздат, 1962.
13. Пийп Б. И. О раскаленных агломератах Авачи и о типе извержения этого вулкана. Бюллетень вулк. станции, № 12, 1946.
14. Сагателян К. М. Перлиты Армении. Сб. «Перлит и вермикулит». Госгеолтехиздат, 1962.
15. Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна реки Занги. Ч. I, АН АрмССР. Сов. по изуч. произв. сил, серия Закавказ., вып. 1, 1931.
16. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценово-постплиоценового) вулканизма Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Лаборатория вулканологии, М., 1962.
17. Ширинян К. Г., Адамян А. А., Карапетян К. И., Карапетян С. Г. Некоторые особенности рассеяния микроэлементов в новейших продуктах Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
18. Leyden R. Von Staukuppen und verwandte Bildungen, ein Beitrag zur vulkanologischen Systematic auf genetischer Grundlage. Ztschn Vulcanol., 16, № 4, 1936.
19. Williams H. The history and character of volcanic domes. Univ. Calif. publ. Bull. Dept. geol. sci. Berkley, 21, № 5, 1932.

ГИДРОГЕОХИМИЯ

Р. Г. АРУТЮНЯН

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕНЕЗИС
ПЛАСТОВЫХ ВОД ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРАРАТСКОЙ
КОТЛОВИНЫ АРМЯНСКОЙ ССР

Гидрогеохимическая характеристика пластовых вод осадочного комплекса третичных образований Араратской котловины дается нами по отдельным геолого-стратиграфическим подразделениям пород, в пределах которых циркулируют воды различного химического и газового состава. Такое подразделение продиктовано стремлением показать существующую гидрогеохимическую характеристику заключенных в каждом стратиграфическом комплексе отложений вод и, на их основе, проследить последовательность изменения гидрогеохимических процессов на протяжении третичной истории геологического развития региона, т. е. установить палеогидрогеологические условия формирования различных типов подземных вод, позволяющие раскрыть зональность этих вод в аспекте их исторического развития. Последний вопрос (палеогидрогеология) будет освещен в специальной статье.

В настоящей статье мы дадим только описание гидрогеохимических характеристик пластовых вод в осадочных образованиях третичного времени и попытаемся высказать некоторые соображения о генезисе этих вод.

На территории Араратской равнины уже в течение многих лет ведутся разведочные работы на твердые и жидкие полезные ископаемые. В процессе этих работ получен ценный материал, позволяющий уточнить не только стратиграфию и тектоническое строение территории, но и в некоторой степени осветить гидрогеохимию и возможные пути образования пластовых вод. Следовало бы оговориться, что качество проведения опробовательских работ в ряде скважин глубокого бурения не высокое. Поэтому высказываемые ниже некоторые соображения о генезисе подземных вод следует расценивать как предварительные, требующие уточнения по мере накопления новых данных.

Нами в дополнение к существующим материалам по гидрогеохимии глубинных пластовых вод были проведены анализы водных вытяжек пород (кернов) различных стратиграфических комплексов.

Основными водоносными горизонтами являются песчаники, туфопесчаники, алевролиты, образующие небольшие по мощности прослойки в общей массе отложений различных стратиграфических комплексов. Для

того, чтобы проследить изменение гидрогеохимических показателей пластовых вод в различных частях котловины (от периферии к центру), нами выделены две площади — Октемберянская и Разданская, разделенные крупным глубинным разломом [1].

Разданская площадь (СВ часть Араратской котловины). Гидрогеохимическая характеристика этой площади дается по результатам химического и газового анализов глубинных пластовых вод, встреченных скважинами глубокого бурения (4—р, 11—р, 15—р)*.

Водоносный комплекс миоцена. Подземные воды обнаружены только в нижних частях комплекса, в основном в пестроцветной толще, сложенной чередующимися алевролитами и глинами, песчаниками и конгломератами; последние имеют подчиненное значение. Выделяется несколько маломощных водоносных горизонтов. Воды относятся к хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевому типу с минерализацией от 22,2—54,9 г/л. Обнаружены J от 10 мг/л (скв. 15—р) до 20 мг/л (скв. 4—р) и Br от следов (скв. 15—р) до 6 мг/л (скв. 4—р). В растворенном в этих водах газе в близповерхностных частях (до 1000 м) содержится CO_2 —53,8% и N_2 —43,2% от объема газа (скв. 15—р).

Очевидно, углекислый газ здесь имеет глубинное происхождение и связан с миграцией из глубинных частей по системе тектонических трещин. Выведенные нами генетические коэффициенты этих вод колеблются

в широких пределах. Коэффициент $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ варьирует от 0,98 до 0,61;

коэффициент $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ достигает порядка больше 10 000, а коэффициент ме-

таморфизации $\frac{r_{\text{Cl}} - r_{\text{Na}}}{r_{\text{Mg}}} = 0,06 - 1,2$. Ионно-солевой состав вод харак-

теризуется преобладанием Cl^- над Na^+ , незначительным (до 3% экв.) содержанием сульфатов.

В солевом составе вод преобладают хлориды натрия и магния. Надо полагать, что химический состав вод сформировался не в самой пестроцветной толще, в разрезе которой отсутствуют соли, а в перекрывающих пестроцветную толщу соленосных отложений, в составе которых хлориды натрия составляют 98%, а хлориды магния 2,53% (4).

Далее, возможно воды мигрируют в более глубокие горизонты (пестроцветную толщу), меняя тип воды (от сульфат-натриевого до хлор-магниевое по Силину) и все более и более метаморфизуясь.

Значение генетического коэффициента $\frac{r_{\text{Na}} + r_{\text{K}} + r_{\text{Mg}}}{r_{\text{Cl}}}$ достигает

величин больших 1 (1,05—1,2), что совместно со значением коэффициента $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} < 1$ (см. выше) определяет хлормагниевый тип [4] воды,

характерный для зоны среднего водообмена.

* Анализы газов и пластовых вод по скважинам глубокого бурения взяты из материалов экспедиции „Нефтеразведка“.

Вероятно, пластовые воды миоценовых образований образовались в результате миграции и смешения инфильтрационных вод с хлоридно-кальциевыми рассолами.

Водоносный комплекс олигоцена. Включает несколько водоносных горизонтов. В отличие от вод предыдущего комплекса пластовые воды менее минерализованы (26,7—28,1 г/л).

Тип воды остается неизменным. Наблюдается увеличение J до 65 мг/л и Br до 25 мг/л (скв. 4—р). Растворенный углекислый газ и азот заметно уменьшаются, уступая место тяжелым углеводородам, доля которых в общем объеме газа составляет 70,7% (скв. 15—р).

Все еще высоким остается $\frac{Cl}{Br}$ коэффициент, значение которого дохо-

ит до 10000. Замечается увеличение коэффициента $\frac{rNa}{rCl}$ до 0,98 (скв. 4—р).

Верхние слои олигоценовых отложений, судя по характеру хлоридного равновесия в воде $\left(\frac{rNa + rK + rMg}{rCl} = 1,08\right)$ и коэффициента

метаморфизации $\left(\frac{rCl - rNa}{rMg} = 0,7\right)$, содержат воды, аналогичные во-

дам миоценового комплекса — хлоридно-магниевые, но с пониженной минерализацией. В ионно-солевой характеристике вод наблюдается заметно увеличение иона Na^+ (441,9 мг/экв.) и Cl^- (470,9 мг/экв.), первая соленость (S_1) преобладает, причем хлоридов натрия больше, чем сульфатов.

Нижние слои комплекса (по скв. 4—р) содержат воду хлоркальциевого типа (по Сулину), с хлоридным равновесием до 0,9, а коэффициентом метаморфизации 1,3.

Водоносный комплекс эоцена. Пластовые воды по сравнению с водами олигоценовых образований имеют пониженную минерализацию (до 21,4 г/л). По коэффициентам хлоридного равновесия могут быть отнесены к хлоркальциевому типу (по Сулину). На отдельных интервалах в скважинах 15—р, 11—р, обнаружены воды гидрокарбонатно-натриевого типа (по Сулину) с хлоридной группой и натриевой подгруппой, с характерным соотношением $\frac{rNa - rCl}{rSO_4} > 1$.

Увеличение значения коэффициента $\frac{rNa}{rCl}$ до 1,4 (скв. 11—р) указывает на заметное увеличение Na в ионно-солевом составе, что в свою очередь связано с поступлением в состав вод гидрокарбонатов щелочных металлов. Заметно уменьшение значения $\frac{Cl}{Br}$ коэффициента, который

на глубине 2365 м (скв. 4—р) достигает не более 2000.

В солевой характеристике вод преобладает первая соленость, при-

чем заметно преобладание хлоридов над сульфатами; для водоносных горизонтов с водами гидрокарбонатно-натриевого типа (по Сулину) характерно преобладание гидрокарбонатов щелочных металлов над гидрокарбонатами щелочноземельных металлов ($A_1 > A_2$). Ниже приводится таблица 1 гидрогеохимических показателей пластовых вод зоны глубокой циркуляции на Разданской площади.

Октемберянская площадь (юго-западная часть Араратской котловины). Гидрохимическая характеристика пластовых вод этой площади дается по результатам опробования некоторых горизонтов скважин 5—р и 1 опорная.

Водоносный комплекс миоцена. Подземные воды в отложениях этого комплекса обнаружены в породах меотиса, сармата и пестроцветной толщи. Это в основном воды хлоркальциевого типа (по Сулину) или хлоридно-натриево-кальциевые (по Курлову) с минерализацией до 118,6 г/л (скв. 1 опорная). Воды с такой высокой минерализацией обнаружены только в двух горизонтах опорной скважины. В составе вод ион Cl' достигает 99,7% экв. Очевидно это глубины, где наряду с процессом метаморфизации происходит процесс концентрирования. В остальных водоносных горизонтах минерализация вод не превышает минерализацию пластовых вод этого же комплекса в северо-восточной части котловины.

Для миоценового водоносного комплекса характерно уменьшение коэффициента $\frac{гNa}{гCl}$ до 0,37 и $\frac{Cl}{Br}$ до 286, что свидетельствует об имевших место процессах метаморфизации вод в направлении от периферии к центральным участкам котловины, по мере погружения водоносного комплекса. На процессы метаморфизации подземных вод и на наличие в недрах вод хлоркальциевого типа (по Сулину) указывают повышенные значения генетического коэффициента, достигающие в конкретном случае величин от 1,20 до больше 20, а также значения $\frac{гNa + гK + гMg}{гCl} = 0,98 - 0,79$.

В солевой характеристике вод доминирует первая соленость. Соли гидрокарбонатно-щелочно-земельных металлов имеют подчиненное значение.

В составе газов происходит уменьшение газов воздушного происхождения наряду с большим содержанием растворенных углеводородов — метана 99,5% и тяжелых углеводородов до 58,7% (скв. 1 опорная).

Содержание J и Br увеличивается по сравнению с водами Разданской площади. Так содержание Br колеблется в пределах 35—90 мг/л. В водоносном горизонте с минерализацией воды 118,6 г/л, содержание Br возрастает до 500 мг/л. Количество J в водах не превышает 30 мг/л.

Водоносный комплекс олигоцена. На Октемберянской площади опробован только один горизонт (скв. 1 опорная), хотя имеются сведения и по скв. 2-р, но они не могут быть использованы ввиду низкого качества опробования.

Гидрохимическая характеристика пластовых вод зоны глубокой циркуляции в СВ части Араратской котловины

Возраст водоносных пород	Местоположение и № скв.	Интервал опробования (м)	Глубина взятия пробы (м)	Гидрохимические показатели									
				Химическая формула	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rNa+K+Mg}{rCl}$	S ₁	S ₂	A ₁	A ₂	
Миоцен	Пестроцвет.	Давидашен 15-р	882—910	906	M54,9 $\frac{Cl\ 84,2HCO^3\ 11,5}{Na\ 63,3Mg\ 24,7Ca\ 9,6}$ I, Br	0,75	—	0,8	1,05	126,6	50,4	—	23,0
			989—1022	1000	[CO ² 53,8N ² 43,2] M22,2 $\frac{Cl\ 181,4HCO^3\ 12,7}{Na\ 80,1Mg\ 19,8}$ I, Br	0,98	—	0,06	1,2	162,8	9,8	—	25,4
	Раздан 4-р	1077—1125	та же	M47,9 $\frac{Cl\ 96,7}{Na\ 59,3Mg\ 30,1Ca\ 5,5}$ I, Br	0,61	—	1,2	0,9	118,6	74,8	—	6,4	
Олигоцен	Давидашен 15-р	1146—1260	800	[ТУ*70,7N ² 25,2 O ² 2,9] M26,7 $\frac{Cl\ 191,4HCO^3\ 6,3}{Na\ 65,7Mg\ 33,8}$ I, Br	0,71	> 10000	0,7	1,08	131,4	56,0	—	12,6	
	Раздан 4-р	1656—1727	1250	M28,1 $\frac{Cl\ 197,8}{Na\ 92,4Mg\ 4,1}$ I, Br	0,98	7848	1,3	0,9	184,8	11,4	—	3,2	
Эоцен	Давидашен 15-р	1394—1518	1500	[O ² 72CO ² 27,9] M15,6 $\frac{Cl\ 96,4}{Na\ 97,7}$ I, Br	1,01	2833	—	1,01	195,4	0,2	—	3,2	
		1532—1615	1503	M17,8 $\frac{Cl\ 196,8}{Na\ 92,1Ca\ 6,3}$ I, Br	0,93	9810	6,0	0,96	184,2	11,8	—	3,8	
		1628—1690	1670	M17,5 $\frac{Cl\ 186,3SO^4\ 4,8HCO^3\ 4,7}{Na\ 96,3\ Mg\ 2,2}$	1,1	—	—	1,1	182,0	—	10,4	6,6	
	Раздан 11-р	1871—1883	—	M 2,1 $\frac{Cl\ 168,0HCO^3\ 13,7SO^4\ 8,7}{Na\ 94,7Mg\ 4,2}$	1,4	—	—	1,4	153,4	—	36,0	9,0	
	Раздан 4-р	2358—2365	1270	M21,4 $\frac{Cl\ 99,1}{Na\ 91,8Ca\ 5,2Mg\ 2,5}$ I, Br	0,92	1917	2,7	0,95	183,6	15,0	—	1,1	

* ТУ —тяжелые углеводороды

Таблица 2

Гидрохимическая характеристика пластовых вод зоны глубокой циркуляции в юго-западной части Араратской котловины (площадь Октемберян)

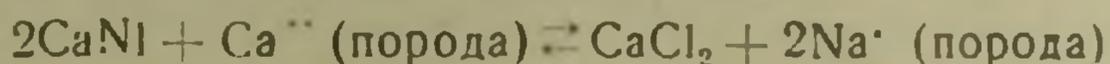
Возраст водоносных пород	Местоположение и № скв.	Интервал опробования (м)	Глубина взятия пробы (м)	Гидрохимические показатели									
				Химическая формула	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rNa+rK+Mg}{rCl}$	S ₁	S ₂	Λ ₁	Λ ₂	
М и о ц е н	Меотис	Севаберд	349—362	та же	M 6,4 $\frac{Cl\ 94,4\ SO^4\ 5,0}{Na\ 74,6\ Mg\ 14,6\ Ca\ 11,8}$ I, Br	0,78	—	1,4	0,93	149,2	49,6	—	1,0
	•	•	417—530	•	M 3,0 $\frac{Cl\ 82,5\ HCO^3\ 14,5}{Na\ 71,7\ Mg\ 21,9\ Ca\ 6,4}$	0,78	—	0,9	1,01	143,4	27,4	—	29,0
	•	•	618—624	•	M 1,7 $\frac{Cl\ 83,8\ SO^4\ 10,5\ HCO^3\ 5,7}{Na\ 94,4\ Ca\ 4,9}$ Br	1,12	1180	—	1,1	—	—	—	—
	•	•	684—701	•	M 7,3 $\frac{Cl\ 96,9}{Na\ 88,4\ Ca\ 10,1}$ I, Br	0,91	—	6,4	0,92	176,8	20,8	—	2,4
	•	Октемберян I опорная	757—763	757,5	[N ² 69,4O ² 16TY13,2] M118,6 $\frac{Cl\ 99,7}{Mg\ 59,5\ Na\ 38,2}$ I, Br	0,37	363	1,02	0,98	76,4	123,0	—	0,02
	•	•	830—875	830	M 49,8 $\frac{Cl\ 98,8}{Na\ 63,5\ Mg\ 35,2}$	0,63	—	1,03	0,98	127,0	72,8	—	0,02
	•	•	931—954	950	[CH ⁴ , N ²] M19,1 $\frac{Cl\ 99,5}{Na\ 72,8\ Ca\ 20,1}$ Br, T31°	0,74	470	—	—	145,4	54,0	—	0,6
	•	Сармат	1102—1147	1102	M35,1 $\frac{Cl\ 98,9}{Na\ 84,2\ Mg\ 7,5}$ I, Br, T36°	0,85	1118	1,9	0,92	168,4	29,6	—	1,5
	•	•	1177—1793	—	[N ² 32,5TY58,7] M8,0 $\frac{Cl\ 89,6}{Na\ 72,4\ Ca\ 21,8}$ I, Br	0,80	286	3,9	0,85	144,8	36,6	—	16,2
	•	Пестроцветная толща	2303—2328	1360	M 2,2 $\frac{Cl\ 86,3\ SO^4\ 6,6}{Na\ 63,2\ Ca\ 33,6}$ I, Br	0,78	394	17,7	0,79	126,4	54,4	—	9,8
•	•	2564—2600	1250	[CH ⁴ 99,5] M17,3 $\frac{Cl\ 97,5}{Na\ 90,0\ Ca\ 9,5}$ I, Br	0,92	2623	20	0,92	180,0	18,2	—	0,5	
Олигоцен (?)	Октемберян I опорная	2623—2683	1300	M 1,6 $\frac{Cl\ 89,8\ HCO^3\ 4,6}{Na\ 52,2\ Ca\ 18,0\ Mg\ 5,5}$ I, Br	0,59	20	1,3	0,90	—	—	—	—	

Горизонт характеризуется наличием воды хлоркальциевого типа (по Сулину), хлоридно-натриево-кальциевого (по Курлову) малой минерализации (1,6 г/л). Содержание Br доходит до 104 мг/л, а J только следы. Сравнительно с водами того же комплекса в северо-восточной части котловины, значение коэффициента $\frac{\text{гNa}}{\text{гCl}}$ уменьшается и доходит до 0,59.

Уменьшается также $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ коэффициент, который на глубине 2680 достигает 20. Аномальное снижение коэффициента можно объяснить возможным поступлением в воду брома биогенного происхождения из органических веществ.

Высоким остается коэффициент метаморфизации. При опробовании горизонта газопроявлений не было, но был извлечен жидкий битум нефтяного происхождения.

Наличие на Октемберянской площади вод хлоркальциевого типа (по Сулину) вероятно связано с процессами катионного обмена, происходящего в результате взаимодействия растворов хлористого натрия с вмещающими их породами, в поглощенном комплексе которых содержится Ca⁺⁺. Достижение концентрации ионов Cl⁻ в воде 500—700 мг/л [6] приводит к постепенному вытеснению кальция из поглощенного комплекса пород и замене натрием воды по схеме.



О возможных процессах катионного обмена свидетельствует увеличение содержания в водах ионов Ca⁺⁺ и уменьшение или полное отсутствие ионов SO₄. Бессульфатная обстановка является благоприятной для катионного обмена, ибо образование хлоридов кальция и их последующее удержание в растворе возможно только при удалении из раствора сульфатов магния. На возможные пути подобного образования подземных соленых вод указывали исследователи (В. А. Сулин, А. И. Силин-Бекчурин, А. М. Овчинников и др.).

Выше были приведены гидрогеохимические показатели пластовых вод третичных отложений Араратской котловины по данным опробования глубоких разведочных скважин. Для более ясного представления об условиях формирования химического состава этих вод считаем нужным основываться также и на результатах, проведенных нами анализов водных вытяжек пород (кернов) скважин: 1—опорная, 3—р Зейва, 4—р, 5—р Раздан, 2—р Масис и 2—р Двин. Анализ проводился в Институте курортологии и физических методов лечения Мин. здравоохранения Армянской ССР аналитиком О. А. Бозояном.

В северо-восточной части (пл. Раздан) миоценовый комплекс изучался по образцам пород из соленосно-гипсоносной и пестроцветной толщ.

Водные вытяжки из соленосно-гипсоносных отложений имеют высокую минерализацию от 51,2—88,5 г на 100 г и относятся к типу хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевому (по Курлову) или сульфат-на-

Таблица 3

Результаты анализов водных вытяжек пород из скважин СВ части Араратской котловины (отношение пород к воде 1:10)

Возраст пород	Местонахождение и № скв.	Интервал отбора керна	Название породы	Тип воды по Курлову	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rNa+rK+rMg}{rCl}$	S ₁	S ₂	Λ ₁	Λ ₂	
Мiocен	Соленосно-гипсоносная	Раздан скв. 4-р	484—504	Каменная соль кристаллич.	Cl 92,2 SO ⁴ 7,6 Na 93,8 Ca 3,8	1,01	—	1,04	187,6	12,0	—	0,4
		Скв. 5-р Птгни	817—820	" " "	Cl 96,8 SO ⁴ 3,0 Na 97,7 Ca 1,3	1,09	—	1,02	195,4	4,2	—	0,4
	Пестроцветная	Скв. 4-р Раздан	902—903	Глина	Cl 80,7 SO ⁴ 18,8 Na 87,0 Ca 11,3	1,08	—	1,10	174,0	25,0	—	1,0
		Скв. 5-р Птгни	1391—1394	Песчаник м/л	Cl 94,3 SO ⁴ 3,0 HCO ³ 2,7 Na 84,4 Ca 14,3 Mg 1,3	0,82	0,7	1,03	168,8	25,8	—	5,4
Олигоцен	Шорахбюр	Скв. 4-р Раздан	1323—1329	Глина слабо песчанистая	Cl 80,8 HCO ³ 14,0 SO ⁴ 5,2 Na 66,2 Ca 32,5 Mg 1,3	0,69	1,4	0,90	132,4	39,6	—	28,0
		Скв. 4-р Раздан	1470—1482	Глинистый песчаник	Cl 64,0 HCO ³ 32,8 SO ⁴ 3,2 Ca 64,0 Mg 28,8 Na 7,2	0,11	2,9	0,55	128,0	6,4	—	65,6
		5-р Птгни	1815—1817	Алевролит плотный	Cl 77,5 HCO ³ 20,5 SO ⁴ 2,0 Na 57,1 Ca 26,5 Mg 16,4	0,73	1,2	0,94	114,2	44,8	—	41,0
		4-р Раздан	1998—2010	Песчаник	Cl 64,7 HCO ³ 29,5 SO ⁴ 5,8 Ca 47,0 Mg 35,4 Na 37,6	0,27	1,4	0,81	35,2	105,8	—	59,0
		5-р Птгни	2138—2141	Песчаник р.з	Cl 61,5 HCO ³ 30,5 SO ⁴ 8,0 Ca 38,4 Na 31,1 Mg 30,5	0,50	0,99	1,0	62,2	76,8	—	61,0
Эоцен	4-р Раздан	2199—2211	Песчаник, алевролит	Cl 47,8 HCO ³ 43,2 SO ⁴ 9,0 Ca 65,2 Mg 30,1 Na 4,7	0,10	1,4	0,73	9,4	104,2	—	86,4	

Таблица 4

Результаты анализов водных вытяжек пород из скв. ЮЗ части Араратской котловины (отношение породы к воде 1:10)

Возраст пород	Местонахождение и № скв.	Интервал отбора керна	Название породы	Тип воды по Курлову	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rN+rK+rMg}{rCl}$	S ₁	S ₂	Λ ₁	Λ ₂		
М о н и ц е н с к и я	Меотис	Октябрьск I опорная	720—728	Песчаник	Cl 92,0 HCO ³ 7,0 Na 37,9 Mg 37,5 Ca 24,6	0,41	1,4	0,82	75,8	110,2	—	14,0	
			738—749,5		Cl 83,3 HCO ³ 14,9 SO ⁴ 1,8 Na 60,3 Ca 25,7 Mg 14,0	0,73	1,7	0,89	120,6	49,6	—	29,8	
			762—774	Песчаник	Cl 83,0 HCO ³ 14,3 SO ⁴ 2,7 Na 80,0 Ca 16,0 Mg 4,0	0,96	0,8	1,0	160,0	11,4	—	28,6	
			798,2—810,9	Глина	Cl 85,7 HCO ³ 13,0 SO ⁴ 1,3 Na 68,2 Ca 20,7 Mg 14,0	0,77	1,5	0,92	132,4	41,6	—	26,0	
			810,9—823,7	Песчаник	Cl 78,2 HCO ³ 21,7 Na 72,6 Ca 15,2 Mg 12,2	0,92	0,4	1,10	145,2	11,4	—	43,4	
	Завгинская	Зейва 3—р	513—515	Глина бурая	Cl 96,1 HCO ³ 2,7 SO ⁴ 1,2 Na 41,8 Mg 32,6 Ca 25,6	0,43	1,6	0,77					
			1025—1027	Соль кристаллич.	Cl 94,2 SO ⁴ 5,6 Na 96,8 Ca 3,0	1,02	—	1,0	139,2	6,0	—	0,4	
			1703—1706	Глина песчанистая	Cl 91,6 HCO ³ 6,9 SO ⁴ 1,5 Na 69,6 Mg 20,5 Ca 9,9	0,75	1,06	0,98	139,2	47,0	—	13,8	
			2114—2117	Глина бурая	Cl 83,0 HCO ³ 14,3 SO ⁴ 2,7 Na 74,5 Mg 16,9 Ca 8,6	0,89	0,4	1,10	149,0	22,4	—	28,6	
			2218—2221	Песчаник	Cl 88,0 HCO ³ 10,0 SO ⁴ 2,0 Na 74,5 Ca 17,0 Mg 8,5	0,84	1,5	0,94	149,0	31,0	—	20,0	
		2250—2251	Песчаник, известняк	Cl 82,0 HCO ³ 14,9 SO ⁴ 3,1 Na 74,7 Ca 19,5 Mg 5,8	0,91	1,2	0,98	149,4	20,8	—	29,8		

триевому (по Сулину) с хлоридной группой и натриевой подгруппой. В их составе ион Cl' находится с ионом Na' в почти равных эквивалентных соотношениях (Na' 814,02 мг/экв. Cl' 799,92 мг/экв.). В солевой характеристике доминирует первая соленость; сульфатных солей натрия очень мало (1,6% экв.). Верхние слои пестроцветной толщи, где соленосные отложения почти исчезают, характеризуются водными вытяжками того же типа, но с меньшей минерализацией — 8,7 г, на 100 г; в их солевой характеристике чувствуется заметное возрастание сульфатных солей натрия с незначительным уменьшением значения первой солености. Коэффициент

ты $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$, $\frac{r\text{Na}+r\text{K}+r\text{Mg}}{r\text{Cl}}$ для водных вытяжек этой группы выше 1. Нижние

слои пестроцветной толщи характеризуются водными вытяжками хлор-магниевого типа (по классификации Сулина), со значением коэффициента метаморфизации, равным 0,7. Коэффициент $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ здесь становится

меньшим 1 и равен 0,82. В селевом составе опять-таки доминирует первая соленость, но значение гидрокарбонатов щелочноземельных металлов заметно возрастает.

Олигоценый комплекс характеризуется водными вытяжками в основном хлоркальцевого типа (по Сулину) или хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-кальцево-магниевое-натриевого, натриево-магниевого типа по Курлову.

Содержание Cl' в них намного превышает содержание Na' вследствие чего коэффициент $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ колеблется в пределах 0,73–0,11. Одновременно значение коэффициента метаморфизации в основном больше единицы и достигает двух.

В солевом составе наблюдается значительное уменьшение по глубине значений первой солености с одновременным возрастанием хлоридов и гидрокарбонатов щелочноземельных металлов.

Водная вытяжка из эоценового песчаника, алевролита, показала, что в них образуется вода хлоркальцевого типа (по Сулину) или вышеуказанного, для олигоценного комплекса, типа по Курлову. Укажем лишь, что хлоридных солей натрия в составе воды очень мало, зато в большом количестве присутствуют хлориды и гидрокарбонаты щелочноземельных металлов.

В юго-западной части, анализы водных вытяжек проведены из образцов пород миоценового и олигоценного комплекса, из коих в настоящее время мы располагаем данными только по миоценовому комплексу. Миоценовый комплекс характеризуется способностью формировать воды в основном хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальцево-магнево или магниевое-натриевого типа (по Курлову). Согласно классификации Сулина это водные вытяжки хлоркальцевого типа с хлоридной группой и натриевой подгруппой. По отдельным интервалам получены воды хлормагниевого типа с неизменной указанной группой и под-

группой. Это воды, непосредственно выщелачивающие соленосные отложения. Закономерного уменьшения или увеличения коэффициента $\frac{rNa}{rCl}$ с глубиной для полученных анализов не наблюдается. Нижележащие по разрезу слои иногда имеют повышенные значения коэффициента, чем перекрывающие, что видимо связано с наличием в этих слоях некоторого количества сульфатных солей магния и кальция, при взаимодействии с которыми относительно повышается содержание иона Na^+ , вследствие чего значение коэффициента метаморфизации в основном больше 1 и достигает 1,6.

В солевой характеристике преобладает первая соленость. Иногда соли гидрокарбонатно-щелочноземельных металлов преобладают над хлоридами этих же металлов. В табл. 4 приводятся результаты анализов водных вытяжек пород юго-западной части Араратской котловины.

Ниже приводятся сравнительные таблицы гидрогеохимических показателей подземных вод Араратской котловины (табл. 5, 6, 7).

Таблица 5

Сравнительные характеристики минерализации и коэффициента метаморфизации пластовых вод третичных отложений Араратской котловины

Возраст пород	СВ часть котловины				ЮЗ часть котловины			
	минерализация г/л	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	минерализация г/л	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
Миоцен	54,9	0,98	оч. больш. величины	0,06 0,8	118,6	0,92	3000—286	> 20
Олигоцен	26,7	0,71	10000	0,7	1,6	0,59	20	1,3
Эоцен	17,8	1,1	до 3000	6,0	—	—	—	—

Таблица 6

Сравнение гидрогеохимических данных пластовых вод и водных вытяжек для СВ части Араратской котловины (пл. Раздан)

Возраст отложений	Пластовая вода			Водная вытяжка		
	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	тип воды по Сулину	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMe}$	тип воды по Сулину
Миоцен	0,98	0,06— 0,8	Cl—Mg	1,09— —0,82	0,7	SO ₄ —Na Cl—Mg
Олигоцен	0,71	0,7	Cl—Mg	0,73— —0,11	0,9— —2,0	Cl—Mg Cl—Ca
Эоцен	1,1	6,0	Cl—Ca	0,10	1,4	Cl—Ca

Резюмируя вышесказанное можно сделать следующие предварительные заключения:

1. В третичных отложениях, слагающих Араратскую котловину, обнаружены воды различного химического состава и минерализации.

Таблица 7

Сравнительные характеристики некоторых коэффициентов хлоридного равновесия в водных вытяжках пород Араратской котловины

Возраст пород	СВ часть котловины		ЮЗ часть котловины	
	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$	$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{rCl-rNa}{rMg}$
Миоцен	1,09—0,82	0,7	1,02—0,41	0,4—1,6
Олигоцен	0,73—0,11	0,9—2,0	—	—
Эоцен	0,10	1,4	—	—

2. Как анализы водных вытяжек, так и анализы пластовых вод показали, что в миоценовом комплексе, в составе которого соленосные отложения имеют значительную мощность, формируются в основном воды сульфат-натриевого типа (по Сулину) высокой минерализации. Это воды выщелачивания.

3. В комплексе олигоценых отложений формируются воды смешанного хлормагнезового типа (по Сулину) в СВ части котловины, тогда как в юго-западной части формируются воды хлоркальциевого типа, низкой минерализации.

4. Эоценовый комплекс характеризуется водами хлоркальциевого типа (по Сулину), тоже пониженной минерализации.

5. Интерпретация гидрогеохимических данных подземных вод позволила установить смену типов вод в комплексах отложений от сульфат-натриевых через хлормагневые к хлоркальциевым.

6. На основании имеющихся данных можно предположить, что воды, скватывающие подсоленосные образования олигоцена и эоцена являются метаморфизованными.

7. Наличие в подземных водах J и Bг, растворенных углеводородных газов, незначительное или почти полное отсутствие сульфатов указывают на возможную связь их с нефтегазовыми скоплениями.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.II.1964.

Ռ. Գ. ՀԱՐՈՒԹՅՈՒՆՅԱՆ

ԱՐԱՐԱՏՅԱՆ ԳՈԳԱՀՈՎՏԻ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ
ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՇԵՐՏԱՅԻՆ ՋՐԵՐԻ ՀԻԴՐՈԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԲՆՈՒԹԱԳԻՐՆ
ՈՒ ԾԱԴՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Արարատյան գոգահովտի երրորդական հասակի նստվածքային ապարների մեջ հայտնաբերված են տարրեր քիմիական կազմ ունեցող և տարրեր չափով հանրայնացված ստորերկրյա ջրերու ինչպես ստորերկրյա ջրերի քիմիական կազմի անալիզները, այնպես էլ խոր հորատման անցքերից փերցրած-

ների ջրային քաշվածքները ցույց են տալիս, որ միոցենի հասակի ապարների մեջ կաղմավորվում են հիմնականում $\text{SO}_4\text{—Na}$ տիպի խիստ հանքայնացված ջրեր (ըստ Սուլինի դասակարգման): Այդ ջրերը ապար քայքայող ջրեր են:

Օլիգոցենի ապարների մեջ կաղմավորվում են խառնվածքային Cl—Mg տիպի (ըստ Սուլինի դասակարգման) համեմատաբար թույլ հանքայնացված ջրեր:

էոցենի ապարների մեջ հայտնաբերվել են Cl—Ca տիպի (ըստ Սուլինի) ավելի թույլ հանքայնացված ջրեր:

Բոլոր տվյալները ցույց են տալիս, որ էոցենի և օլիգոցենի նստվածքային ապարների մեջ առաջացած ջրերը հանդիսանում են մետամորֆիզացված ջրեր:

Սու Br , լուծված ածխաջրածնային դաղի բարձր և սուլֆատային մասի ցածր պարունակությունը կամ լրիվ բացակայությունը շերտային ջրերում ցույց են տալիս նրանց հավանական կապը գաղանավթային կուտակների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Глубинный разлом у г. Ереван. Сб. аннотации докладов 4-й научно-технической конференции проф. преподавательского состава вузов Закавказья. Ереван, 1955.
2. Джафаров А. А. Минералогическая характеристика горных пород соленосной толщи Приереванского района. Тр. Арм. геологич. управления, № 1, 1957.
3. Сайдовский С. З., Ткачук В. Г., Цвик С. М. Об условиях формирования подземных вод хлоридно-натриево-кальциевого типа. Гидрохимические материалы (Гидрохим. ин-т, АН СССР), т. 23, 1955.
4. Тагеева Н. В. О геохимии вод нефтяных месторождений. Проблемы гидрогеологии. Москва, 1960.

ԼԱՆԴՇԱՅՏԱԿԻՏՈՒԹՅՈՒՆ

Գ. Ա. ՊՈՂՈՍՅԱՆ

ՍՅՈՒՆԻՔԻ (ՉԱՆԳԵՉՈՒՐԻ) ԺԱՄԱՆԱԿԱՆԻՑ ԼԱՆԴՇԱՅՏՆԵՐԻ
ԴԱՍԱԿԱՐԳՈՒՄԸ

Հանրապետության ընդհանուր ֆիզիկա-աշխարհագրական, ինչպես նաև առանձին տարրերի (հողերի, կլիմայի, բուսածածկույթի և այլն) շրջանացման ուղղությամբ կատարվել են մի շարք աշխատանքներ [1, 3, 9, 10 և այլն], որոնք սահմանափակվել են բնական մարդերի, շրջանների և ենթաշրջանների առանձնացմամբ. համեմատաբար քիչ գործ է կատարված տիպոլոգիական փոքր միավորների դասակարգման ուղղությամբ:

Տվյալ հոդվածում փորձում ենք տալ ռեսպուբլիկայի հետաքրքիր, բարդ բնական պայմաններ ունեցող մասերից մեկի՝ Զանգեզուրի լանդշաֆտների և նրանց մորֆոլոգիական միավորների դասակարգումը:

Միության բազմաթիվ համալսարաններում և աշխարհագրական ինստիտուտներում լայն թափ են ստացել լանդշաֆտային խոշոր մասշտաբի դաշտային ուսումնասիրությունները, որոնք մեծ օգուտ են բերում մեր ժողովրդական տնտեսությանը և հատկապես՝ դյուղատնտեսությանը: Այս ուսումնասիրությունները մեծ մասամբ վերաբերվում են հարթավայրերին, մինչդեռ լեռնային երկրների լանդշաֆտների ուսումնասիրության և քարտեզագրման ասպարեզում դեռևս քիչ գործ է կատարված:

Հայկական ՍՍՌ Գիտությունների ակադեմիայի Երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի աշխարհագրության սեկտորը ձեռնամուխ է եղել Հանրապետության խոշոր մասշտաբի լանդշաֆտային քարտեզագրման գործին: Լեռներն ավարտված են Զանգեզուրի լանդշաֆտների քարտեզը և նրանց բնութագրությունը:

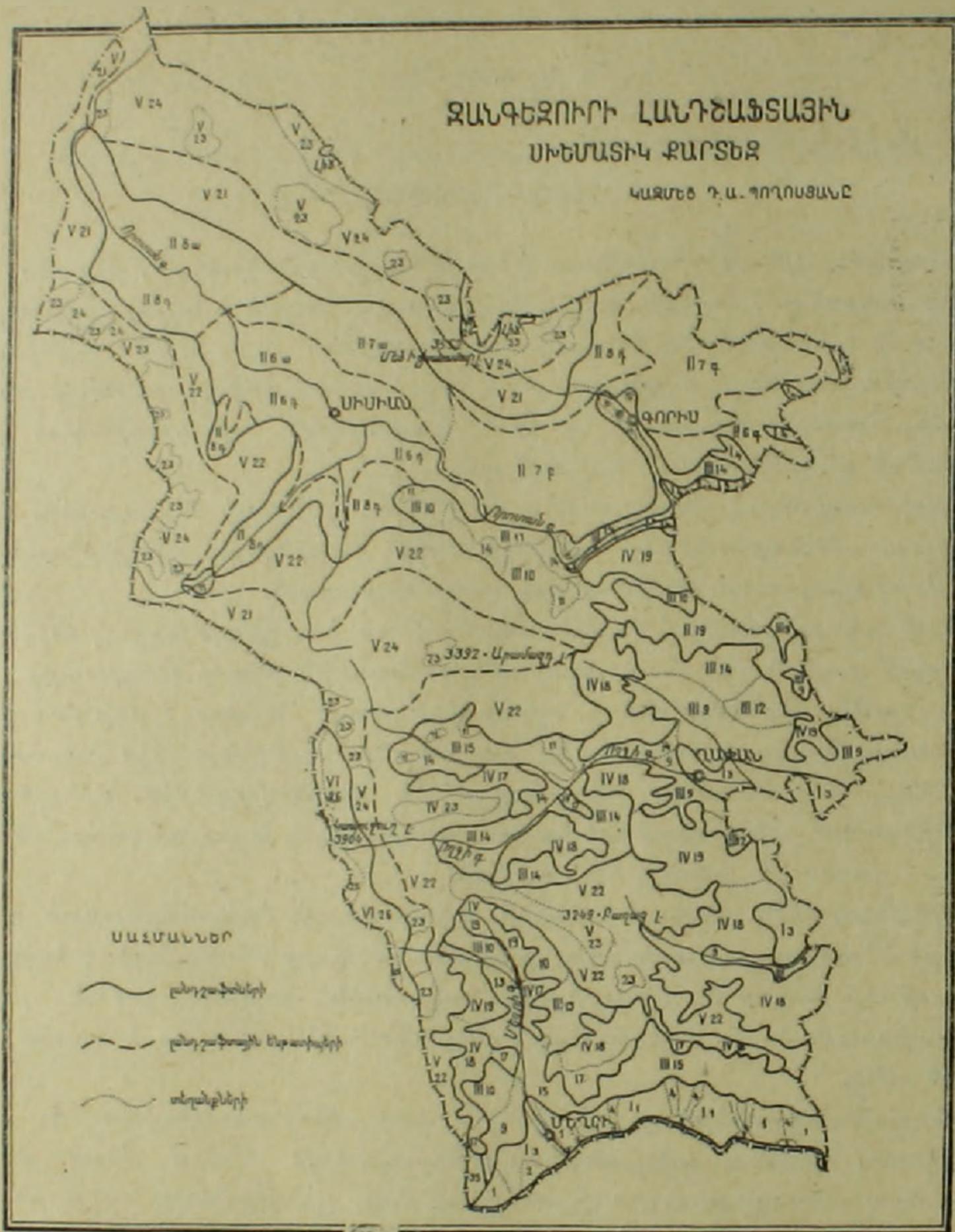
Լանդշաֆտագետների զգալի մասը լանդշաֆտը բնութագրում է որպես զեննտիկորեն միասնո տերիտորիա, լիթոլոգիական հիմքը միշտ մնում է միասնո նրա ամբողջ տարածության վրա, մեկ լանդշաֆտից մյուսին անցումը միշտ ուղեկցվում է երկրաբանական հիմքի կազմության, ինչպես և ռելիեֆի ձևերի փոփոխությամբ:

Նշված պայմանները չուրաքանչյուր լանդշաֆտին տալիս են հատուկ կերպարանքային (ֆիզիոնոմիական) գծեր, որոնք հնարավորություն են տալիս իրենց արտաքին հատկանիշներով տարրերել հարևան լանդշաֆտներից [2]:

Այսպիսով հարթավայրային լանդշաֆտների առանձնացման և սահմանազատման համար հիմք են հանդիսանում ուսումնասիրվող տերիտորիայի լիթոլոգիական, գեոմորֆոլոգիական առանձնահատկությունները:

Զանգեզուրում տարվող խոշոր մասշտաբի լանդշաֆտային ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ բնական լանդշաֆտների առանձնացման վերոհիշյալ սկզբունքը անհնարին է կիրառել լեռնային երկրների լանդշաֆտ-

ները առանձնացնելիս: Քանի որ լեռնային երկրներում լանդշաֆտները ունեն իրենց տարածման ուրույն օրինաչափությունները, նրանք այստեղ հանդես են գալիս ուղղաձիգ գոտիականությամբ և, ի տարբերություն հորիզոնական զոնաների, նրանց տարածման արեալները ավելի փոքր են և երբեմն կարող են



հասնել 1—2 կմ-ի: Պարզ է, որ նման պայմաններում հնարավոր չէ լանդշաֆտների առանձնացման համար հիմք ընդունել միայն լիթոլոգիական կազմը և սելիեֆի միասնությունը, որովհետև միևնույն լիթոլոգիական կազմ ունեցող ապառները և նույնատիպ ռելիեֆը կարող են անընդմեջ տարածվել երկու և ավելի բնական գոտիներում:

Այսպիսով լեռնային երկրներում լանդշաֆտներն առանձնացնելիս պետք է առաջնություն տալ ոչ թե լիթոլոգիային, այլ լեռնագրությանը և վերջինիս հետ սերտ կապված կլիմայական պայմաններին, որոնք առաջացնում են ջերմության և խոնավության յուրահատուկ հարաբերակցություն, պայմանավորելով լեռնային երկրներում ուղղաձիգ բնականլանդշաֆտային գոտիականությունը:

Միանգամայն հասկանալի է, որ լեռնային երկրներում լիթոլոգիայի ու ուլտրաֆի (մեզո և միկրո ձևերի) և այլ բնական տարրերի դերը լանդշաֆտների սահմանազատման հարցում նույնպես կարևոր է: Նրանց դերը շատ մեծ է հատկապես լանդշաֆտների մորֆոլոգիական միավորների (տեղանքներ, բնատեղամասեր, ֆաջիաներ) առանձնացման գործում, որովհետև միևնույն լանդշաֆտային գոտում, սակայն տարբեր լիթոլոգիական պայմաններում հանդես են գալիս միանգամայն այլ մորֆոլոգիական միավորներ իրենց բնորոշ բնական պրոցեսներով: Իսկ ինչ վերաբերվում է այս կամ այն տերիտորիայի միասեռ երկրաբանական կառուցվածքին, ապա այն կարելի է օգտագործել տեղիում ազդեցիկ խոշոր միավորների (լեռնային երկիր, պրովինցիա, մարզ), սահմանազատման համար:

Լեռնային երկրներում լանդշաֆտների սահմանազատումը ըստ երկրաբանական պայմանների միատարրության անհնարին է, քանի որ միասեռ լիթոլոգիական կազմ ունեցող տերիտորիաները կարող են հանդես գալ տարբեր գոտիներում՝ իրենց միանգամայն տարբեր պայմաններ ունեցող բնապատկերներով: Նման սկզբունքով կազմված լանդշաֆտային քարտեզները լավագույն դեպքում կարող են լինել երկրաբանական քարտեզների կրկնօրինակները: Դրա լավագույն ասպեկտը կարող է հանդիսանալ Հայկական լեռնաշխարհը, որտեղ 500—600-ից մինչև 4000—5000 մետր բացարձակ բարձրություն և լիթոլոգիական միասեռ կազմ ունեցող տերիտորիաներում հերթափոխվում են 4—5 լանդշաֆտային գոտիներ: Այսպես, Մեծ Արարատ, Արագած հրաբխային լեռնազանգվածների ստորոտներից մինչև լեռնագագաթները առանձին լեզվակներով տարածված է միոցեն-օլիգոցենի հրաբխածին հաստվածքը՝ կազմված միասեռ լիթոլոգիական հիմքից (անդեզիտո-բազալտներից): Չնայած դրան այստեղ հանդես են գալիս հինգ լանդշաֆտային տիպեր: Նման պատկերի ենք հանդիպում և հարավային Զանգեզուրում, որտեղ սկսած Մեղրու կիրճից (500 մ) մինչև Կապուտջիղ լեռնագագաթը (3906 մ) տարածված են միասեռ երրորդական գրանիտոիդները, որոնց վրա առաջացել են մի շարք լանդշաֆտային տիպեր և ենթատիպեր:

Լեռնային երկրներում լանդշաֆտների սահմանազատման առաջատար, հիմնական գործոնը լեռնագրությունն է և վերջինի հետ կապված խոնավության և ջերմության պայմանների ուղղաձիգ փոփոխությունները:

Լեռնային երկրներում ոչ թե պետք է վերցնել միայն լանդշաֆտի հիմքի, այլ նրա բոլոր տարրերի դարգացման պատմությունը, ինչպես նաև վերջիններիս հնարավոր փոփոխությունները, որոնք պայմանավորված են բնական ներքին և արտաքին պրոցեսների ամբողջ կոմպլեքսով:

Լեռնային երկրներում լանդշաֆտների ուսումնասիրման և մորֆոլոգիական միավորների սահմանազատման միակ ճիշտ ուղին նրանց մանրակրկիտ, խոշոր մասշտաբի դաշտային ուսումնասիրություններն ու քարտեզագրումն է: Միայն այդ միջոցով հնարավոր է բավարար նյութ ստանալ լեռնային լանդշաֆտների դասակարգման սխեման ճշտելու և հետազոտության մեթոդներն ու սկզբունքները կատարելագործելու համար: Այդ ուսումնասիրությունները կարող են զիտական և պրակտիկ խոշոր արժեք ունենալ:

Այսպիսով, կարելի է նշել, որ լեռնային լանդշաֆտը մի տերիտորիա է, որը աչքի է ընկնում բնապատկերների միասեռությամբ (հողաբուսական ծած-

կույթ, կլիմայական պայմաններ, միօրինակ բնական պրոցեսներ և այլն), սակայն կարող է ունենալ տարբեր լիթոլոգիական հիմք:

Ուսումնասիրվող տերիտորիայի սահմանը արևմուտքից հանդիսանում է Ջանգեղուրի լեռնաշղթան, հյուսիս-արևելքից այն անցնում է Ղարաբաղի բարձրավանդակի ջրբաժան գծով, հյուսիս արևմուտքում՝ Ամուլսարի լեռնազանգվածով: Հարավ-արևելքում ուսումնասիրությունները սահմանափակվել են Հայկական ՍՍՌ-ի սահմանով, հարավից՝ Արաքս գետով:

Վերը նշված սահմաններում ընկած տերիտորիան ունի մոտ 4505,5 քառ. կմ. տարածություն:

Ջանգեղուրը աչքի է ընկնում բազմաթիվ թեք ու դառիթափ լանջերով, որոնք կտրտված են խոր կիրճերով, ձորերով և հեղեղատներով: Ռելիեֆի խիստ կտրտվածությունը, լանջերի թեքությունները, նրանց տարբեր դիրքադրումները, ուժեղ էրոզիոն պրոցեսները, ինչպես նաև մարդու տնտեսական գործունեությունը այստեղ առաջացրել են բնական պայմանների բազմազանություն և խայտաբղետություն:

Վերը նշված գործոնները նկատելիորեն խախտել են Ջանգեղուրի լանդշաֆտների գոտիական տարածումը:

Խոշոր մասշտաբի դաշտային լանդշաֆտային ուսումնասիրությունների, ինչպես նաև աէրոֆոտոնկարների և ֆիզիկա-աշխարհագրական առանձին կոմպոնենտների քարտեզների օգտգործման հիման վրա փորձել ենք տալ Ջանգեղուրի լանդշաֆտների դասակարգումը, որը և միաժամանակ ծառայում է որպես խոշոր մասշտաբի լանդշաֆտային քարտեզի լեզենդա:

Առաջարկվող տաքսոնոմիական սիստեմի ամենախոշոր միավորը ընդունված է անվանել ուղղակի լանդշաֆտ (6, 3), նրան հաջորդում են լանդշաֆտային ենթատիպը, տեղանքը, բնատեղամասը, ֆացիան:

ՋԱՆԳԵՂՈՒՐԻ ԼԱՆԴՇԱՖՏԱՅԻՆ ՏԱՔՍՈՆՈՄԻԱԿԱՆ ՄԻԱՎՈՐՆԵՐԸ

I ՉՈՐ ՄԵՐՉԱՐԻՎԱԿԱՐՉԱՅԻՆ ՍԱԿԱՎԱԶՈՒՐ, ԿՄԱԽՔԱՅԻՆ ՀՈՂԵՐԻ ԵՎ ՔՍԵՐՈՖԻԼ ԲՈՒՍԱԿԱՆՈՒԹՅԱՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏ (ՀՈԾ ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ ԵՎ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ):

1. Չոր ֆրիգանային քարքարոտ, հողազուրկ, զառիթափ և ուղղորդ լանջերի տեղանք, հրաբխածին ինտրուզիվ ապարների հիմքով:

2. Ցածրադիր ալյուվիալ-պրոլյուվիալ, փոքրաթեք արտահոսման կոների տեղանք, գորշ կմախքային հողերով և կիսաանապատային բուսածածկով:

3. Նախալեռնային գոտու մասնատված թեք լանջերի տեղանք, սակավազոր գորշ կարբոնատային հողերով և թփուտներով (ցաքի):

4. Ցածրադիր հովիտների տեղանք, գորշ կմախքային հողերով, վայրի նոննու և թղենու թփուտներով:

5. Փայտոտ դառիթափ և ուղղորդ հողազուրկ լեռնալանջերի տեղանք, ճեղքերում վայրի նոննու և թղենու թփուտներով:

II ԼԵՌՆԱՏԱՓԱՍՏԱՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏ (ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ)

6. Շագանակագույն կամ գորշ կմախքային հողերով շոր տափաստաններ (Ենթատիպ):

7. Լեռնային բազմախոտասելահողային տիպիկ տափաստաններ:

8. Սևահողային խոնավ տափաստանացված մարգագետիններ:

ա) Հրաբխային փոքրաթիք սարավանդների տեղանք, քարքարոտ սևահողերով:

բ) Շլաքային կոների և հրաբխային գմբեթներով սարավանդների տեղանք:

գ) Տուֆոբրեկչիաներից կազմված գետահովիտներով մասնատված սարավանդների տեղանք:

դ) Հովիտներով մասնատված բլրավետ սարավանդների տեղանք:

ե) Տուֆոբրեկչիաների բուրգերի բնատեղամաս

զ) Շլաքային և հրաբխային կոների բնատեղամաս.

է) Բլրաթմբային-լավային ծածկերի բնատեղամաս

III. ԱՆՏԱՌԱՏԱՓԱՍՏԱՆԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏ (ՓԵՐՈՒՆ ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ ԵՎ ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ)

9. Նախալեռնային թույլ մասնատված, ետանտառային տափաստանների տեղանք, հզոր շագանակադույն հողերով և թփուտներով:

10. Միջին բարձրության լեռների, տափաստանացված, հարթ և փոքրաթեք մակերևույթների տեղանք, դարչնագույն հողերով:

11. Հովիտների մեղմաթեք լանջերի տափաստանացված տեղանք, նախկին անտառների մնացորդներով, բաց դարչնագույն և թխագույն կմախքային հողերով:

12. Տափաստանային տեղամասեր նոր անտառապատման նշաններով:

13. Բարձրադիր սարավանդների տեղանք, տափաստանացված բացատներով կաղնու և կաղնու-բոխու պուրակներով ու հզոր դարչնագույն հողերով:

14. Քարքարոտ լանջերի տեղանք, կաղնու նոսր անտառաբծերով և սակավազոր բաց դարչնագույն հողերով:

15. Հարավային դիրքադրման լանջերի թփութածածկ տեղանք (գերազանցապես ցաքի), քարքարոտ սակավազոր գորշ կմախքային հողերով:

16. Փոքրաթեք սարավանդների տեղանք, շագանակագույն և դարչնագույն հողերով:

IV ԼՆՈՆԱԱՆՏԱՌԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏ (ՀՈԾ ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ)

17. Ուղղորդ քարքարոտ լանջերի տեղանք, նոսր քսերոֆիլ գիճու և սրաքսյան կաղնու անտառներով:

18. Թեք լանջերի տեղանք, խառը մեկոֆիլ անտառներով (կաղնի, թղկի, բոխի) և գորշ դարչնագույն հողերով:

19. Խոնավ, խառը անտառների տեղանք, մարգագետնային բացատների գերակշռությամբ և դարչնագույն հողերով:

V ԲԱՐՁՐ ԼՆՈՆԱՅԻՆ ԱԼՊՅԱՆ ԼԱՆԴՇԱՖՏ (ՀՈԾ ԲՅՈՒՐԵՂԱ-ՀՐԱԲԽԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ)

20. Ենթալպյան լանդշաֆտային ենթատիպ:

21. Ենթալայյան փոքրաթեք լանջերի տեղանք, սևահողանման լեռնամարգագետնային հողերով:
22. Ենթալայյան ուղղորդ լանջերի տեղանք, սևահողանման լեռնամարգագետնային հողերով:
23. Հարթ և հարթված մակերևույթների տեղանք, ալպյան ճմակալված լեռնամարգագետնային հողերով:
24. Ուղղորդ լանջերի տեղանք, սակավազոր դարչնագույն հողերով:
- բ) ջրհավաք ձագարների բնատեղամաս,
 թ) տրոգային հովիտների բնատեղամաս,
 ժ) շլաքային և հրաբխային կոների բնատեղամաս
 ի) Կուեստների և միաթեք կատարների տեղանք, խառը մեղոֆիլ անտառաշերտերով գորշ ու դարչնագույն հողերով:

VI ՁՅՈՒՆԱՅԻՆ ԵՎ ՁՅՈՒՆԱՄԵՐՁ, ԶՐԱՌԱՏ ՏՈՒՆԴՐԱՅԻՆ ԼԱՆԴՇԱՅՏ (ՀՈՄ ՀՐԱԲԵԱԾԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻՄՔՈՎ)

25. Մերկացած ժայռերի և կատարների տեղանք
26. Կառերի և կառային լճերի, քարքարոտ տունդրային տեղանք
- լ) կառերի և կրկեսների բնատեղամաս,
 խ) շերտավոր հրաբուխների բնատեղամաս

VII ԱՆՏՐՈՊՈՒԳՆԵՆ ԼԱՆԴՇԱՅՏՆԵՐ

27. Մերձարևադարձային-այգեգործական
28. Դաշտավարական (վարելահողեր)
29. Այգեգործական

ԱԶՈՆԱԿ ԲՆԱՏԵՂԱՄԱՍԵՐ

30. Կիրճեր և կանյոններ
31. Ս-ձև հովիտներ
32. V-ձև հովտամասեր
33. Կառածև գոգավորություններ
34. Քարքարոտ զառիթափ լանջերի բնատեղամասեր, զուրկ հողաբուսածածկույթից
35. Ալյուվիալ ողողատային բնատեղամասեր
36. Լճային հարթությունների և գոգավորությունների բնատեղամասեր
37. Քարափներ
38. Քարացրոնների և քարային դաշտերի բնատեղամասեր
39. Արտահոսման կոների բնատեղամասեր
40. Դարավանդների բնատեղամասեր
- Հողվածին կից ներկայացված սխեմատիկ քարտեզի մասշտաբի փոքրությունը հնարավորություն չի տվել ցույց տալ վերը նշված տաքսոնոմիական բոլոր միավորները: Ուստի և քարտեզում առանձնացված են միայն լանդշաֆտները, լանդշաֆտային ենթատիպերը և տեղանքները:

Д. А. ПОГОСЯН

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ
СЮНИКА (Зангезура)

Р е з ю м е

Схемы общегеографического районирования Армянской ССР обычно ограничиваются выделением природных областей и районов, выделением же более мелких типологических единиц занимались сравнительно мало. Для страны с такой сложной природой, какой является Армянская ССР, более дробное деление имеет очень важное прикладное значение. К этой категории можно отнести выделение морфологических единиц ландшафта (местность, урочище, фация).

В данной работе делается попытка классифицировать ландшафты и морфологические единицы Сюника (юго-восток Армянской ССР), отличающегося исключительно сложными физико-географическими условиями.

На протяжении ряда лет сектор географии Института геологических наук АН Армянской ССР ведет работы по крупномасштабному картированию ландшафтов. Уже завершены работы по характеристике и составлению карт ландшафтов 4 административных районов Сюника. Значительная часть ландшафтоведов в основу определения и выделения ландшафтов кладет особенности геологического, литологического и геоморфологического характера изучаемой территории. Проводимые в Сюнике ландшафтные исследования показывают, что в горных странах выделение природных ландшафтов по этому принципу невозможно.

При выделении ландшафтов в горных странах первенствующее значение имеет не геологическое развитие и литология, а орография и связанные с ней климатические условия, которые создают определенные соотношения между температурой и влажностью, обуславливая в горных странах вертикальную природно-ландшафтную поясность.

Понятно, что роль литологии, рельефа (микро- и мезоформ) и других природных элементов в вопросе определения ландшафтов также важна. Их роль особенно велика в деле выделения морфологических единиц (местность, урочище, фация), так как в одном и том же ландшафтном поясе, но с различными литологическими условиями могут быть представлены различные морфологические единицы с характерными для них природными и геологическими процессами.

На Армянском нагорье имеются территории, которые начиная с высоты 500—600 м и до 4000—5000 м имеют однородный литологический состав, но на них наблюдается чередование 4—5 ландшафтных поясов. Так, например, на вулканических массивах Арарат, Арагац, начиная от подножья и до вершин, отдельными полосами тянется миоцен-олигоценая вулканическая толща, состоящая из андезито-базальтов, которые имеют одинаковый геологический возраст и литологию. Несмотря на это здесь выделяется 5 типов ландшафта. То же самое наблюдается на юге

Сюника. Начиная с Мегринского ущелья (500 м) и до вершины г. Капутджух (3906 м), широким слоем тянутся однородные гранитоиды третичного периода, в которых встречается ряд ландшафтных типов и подтипов.

Основываясь на крупномасштабных ландшафтных исследованиях, аэрофотосъемках и на изучении физико-географических карт отдельных компонентов, автор сделал попытку классифицировать ландшафты и их морфологические единицы.

Для классификации ландшафтов Сюника предлагается следующая таксономическая система: тип, подтип, местность, урочище, фация.

Приводится разработанная легенда крупномасштабной ландшафтной карты Сюника, а также схематическая карта.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абрамян Г. С. Сюник (Зангезур) как физико-географическая область и его районирование. Изв. АН АрмССР, геолог.-геогр. науки, т. XIV, № 5, 1961.
2. Анненская Г. П., Видина А. А. и др. Морфологическая структура географического ландшафта. Изв. МГУ геогр. фак-т, лаборатория ландшафт. 1962.
3. Атлас Армянской ССР, Москва—Ереван, 1961.
4. Багдасарян А. Б. О природно-сельхозрайонировании горных стран. Тезисы док. межвуз. совещ. пос. ест.-ист. и эконом.-геогр. районирован. для целей сельхоз. горного Кавказа и республик Закавказья, Баку, 1961.
5. Багдасарян А. Б. О климатическом районировании горных стран. Труды Ереванского госуниверситета, серия географ. наук, вып. 2, 1955.
6. Гвоздецкий Н. А. Опыт классификации ландшафтов СССР. Материалы к V Всесоюзному совещанию по вопр. ландшафт. Москва, 1961.
7. Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии, Ленинград, 1953.
8. Исаченко А. Г. Физико-географическое картирование, часть 3 л., 1961.
9. Оганян К. О. О принципах физико-географического районирования территории Арм. ССР. Научные труды Ервосунта, т. 51, серия географ. наук, вып. 2, 1955.
10. Степанян И. С. Опыт физико-географического районирования Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, серия геолог. и географ. наук, т. X, № 2, 1957.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Г. Г. АДАМЯН, Р. А. ГАНДЖУМОВ

О ТИПИЗАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСЛОЖНЕНИЙ НЕКОТОРЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РАЗВЕДОЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ АРМЯНСКОЙ
ССР В СВЯЗИ С ПРОВОДКОЙ РАЗВЕДОЧНЫХ И ПАРАМЕТ-
РИЧЕСКИХ СКВАЖИН

Многолетняя практика проводки буровых скважин в геологически осложненных условиях рудных месторождений и газонефтеразведочных площадей регионального профиля Армянской ССР позволяет сгруппировать месторождения по типам осложнений, причинам возникновения и способам предупреждения.

Произведенная в таблице 1 типизация осложнений позволит производственным организациям геологической службы республики установить выбор благоприятных организационно-технических условий проводки скважин и способов предупреждения осложнений.

В связи с этим в таблицу 2 сведены причины возникновения, способы предупреждения и ликвидации осложнений.

Приводимые данные таблиц 1 и 2 дают возможность выработать и установить зависимость между основными типами осложнений и выбором рациональных режимов бурения, которая сведена в таблицу 3.

В ы в о д ы

1. Типизация геологических осложнений некоторых месторождений и разведочных площадей Армянской ССР в связи с проводкой разведочных и параметрических скважин позволяет установить наиболее благоприятные организационные, технические и экономические условия проводки скважин.

2. На территории Армянской ССР наиболее типичными по трудности извлечения керна являются месторождения типа Агаракского, Джиндаринского, Анкаванского, Айгедзорского медно-молибденовых, Газминского свинцово-цинкового месторождений, где физико-механические свойства пород—одновременная трещиноватость, окварцованность, брекчированность и каолинизированность приводят к самозаклинке керна в колонковой трубе, полному и частичному его размыву промывочной жидкостью.

3. Новые данные технологии и режимов бурения, наличие новых рецептур химической обработки глинистых растворов, возможность приме-

Тип осложнения	Осложнения, возникающие в процессе бурения	Геологические условия проводки скважин	Последствия осложнения
I	Получение низкого процента выхода керна в виде небольших столбиков или отдельных кусков, иногда полное отсутствие его	<p>а) Сиенито-граниты и гранодиорит-порфиры, интенсивно окварцованные и исключительно сильно трещиноватые, с наличием микротрещин, а в зонах разломов и около них серицитизированных и каолинизированных, местами же сильно раздробленных, перемятых, брекчированных (Агаракское медно-молибденовое месторождение).</p> <p>б) Сильно раздробленные гранодиорит-порфиры и гранодиориты; местами окварцованные, хлоритизированные, каолинизированные с кварцевыми и гипсовыми прожилками без определенной ориентации (Джиндариинское месторождение меди — Центральный участок).</p> <p>в) Кварцевые диориты, метаморфические сланцы с развитыми тектоническими трещинами (Анкаванское медно-молибденовое месторождение).</p> <p>г) Туфогенные породы и интрузивные породы гранодиоритового состава с развитой трещиноватостью, множеством плоскостей кливажа как в гранодиоритах, так и туффитах, ослабленными зонами рудных жильных трещин и приконтактных полос с вмещающими породами (Газминское свинцово-цинковое месторождение).</p>	<p>а) Размыв и перетирание рудных минералов.</p> <p>б) Искажение геологического разреза и результатов опробования.</p> <p>в) Резкое снижение производительности бурения на станко-смену.</p>
II	Разбухание пород, сужения ствола скважины, обвалы и осыпи	<p>а) Глины Октемберянской толщи серы и темно-серые, микрослоистые, повсюду разбитые трещинами кливажа.</p> <p>б) Глины и песчаники пестроцветной толщи.</p>	<p>а) Повышение давления на выкиде насоса, затяжки инструмента при подъеме.</p> <p>б) Прихваты инструмента во время продолжительных остановок.</p> <p>н) Недохождение инструмента до забоя во время спуска.</p>
III	Поглощение и потеря циркуляции промывочной жидкости	Трещиноватые, ошлакованные, ноздреватые базальты (область Араратской котловины, где широко развиты лавовые покровы плиоценового и четвертичного возрастов).	<p>а) Бурение без выхода циркуляции при условии вибрации бурильных труб.</p> <p>б) Осаждение выбуренной породы на забой или долото после прекращения промывки; зашламование инструмента и необходимость проработки.</p> <p>в) Аварии и поломка отдельных частей оборудования.</p> <p>г) Поглощение промывочной жидкости при условии перекрытия базальтов колонной и ее цементирования.</p>

Причины возникновения, способы предупреждения и ликвидации осложнений

№ п/п	Типы осложнений	Причины возникновения осложнений		Способы предупреждения и ликвидации осложнений
		геологические, неустраняемые, или не зависящие от исполнителей	технические, устраняемые или зависящие от исполнителей	
1	2	3	4	5
1	Получение низкого процента выхода керна в виде небольших столбиков или отдельных кусков, иногда его полное отсутствие.	<ol style="list-style-type: none"> 1. Раздробленность, сильная трещиноватость пород окварцованных, одновременно подверженных истиранию и размыванию. 2. Вывалы кусков породы со стенок скважины. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Вибрация бурильных труб, сильно влияющая на образование самозаклинки; дефекты колонковой трубы кривизны, вмятины и т. п.; слишком большая подача, приводящая к вырыванию породы, а не выбуриванию керна. 2. Большое количество оборотов, приводящее к разламыванию к излишнему истиранию керна. 3. Большое количество подаваемого на забой глинистого раствора. 4. Увеличенная проходка на рейс. 	<p>Для снижения вибрации бурильных труб необходимо:</p> <ol style="list-style-type: none"> а) бурить только прямыми трубами; б) применять 2—3 утолщенные трубы над колонковой; в) диаметр бурильных труб должен соответствовать диаметру скважины; г) точно центрировать трубы в патронах шпинделя; д) давать соответствующую нагрузку на коронку и нужное количество оборотов; е) применять прямолинейный колонковый снаряд. <p>При самозаклинке керна:</p> <ol style="list-style-type: none"> а) немедленно прекратить бурение и поднять снаряд. <p>Скорость вращения коронки не должна превышать 100—120 об/мин.</p> <p>Промывка скважины должна проводиться при относительно меньшей скорости потока в зазоре между керном и коронкой.</p> <p>Бурение скважин вести по возможности небольшими рейсами, ограничивая время работы коронки на забое, максимально повышая скорость бурения. Рациональная проходка на рейс уточняется практическим путем. Для многих месторождений установлено, что лучшие результаты получаются при бурении интервалами в 0,5—1,0 м.</p>

1	2	3	4	5
			<p>5. Отсутствие циркуляции промывочной жидкости, вызывающее вибрацию бурильных труб с последующей самозаклинкой.</p> <p>6. Бурение коронками с тупыми резцами, в результате чего керн легко ломается, расклинивается и разрушается.</p> <p>7. Ненадежная заклинка керна.</p>	<p>Не допускать потери циркуляции промывочной жидкости путем применения соответствующего глинистого раствора.</p> <p>Не применять загупившиеся коронки, с изношенными внутренними резцами.</p> <p>а) Применять невысокие дробные коронки с внутренним конусом, позволяющим крепко заклинить керн в самом низу, тщательно заклинить керн и проверять заклинку перед подъемом снаряда. Для перекрытия отверстия переходника с целью предохранения выталкивания керна при подъеме жидкостью необходимо во всех случаях после заковки сбрасывать в колонку шарик-клапан.</p> <p>б) При дробовом бурении применять рейсовое питание дробью диаметром 2,5 мм, реже расхаживать снаряд. Рекомендуется применять коронки диаметром не менее 110 мм.</p> <p>в) При разбуривании неустойчивой зоны там, где возможно заменять бурение дробью на бурение твердыми сплавами, применять двойные колонковые трубы с невращающейся внутренней трубой с кернорвателем и мелкоалмазными коронками.</p>
II	Разбухание глин и сужение ствола скважины, обвалы.	<p>1. Отсутствие сцепления между частицами, наличие трещиноватости, перемятости, листоватости, с крутыми углами падения, частичное расслаивание глин по плоскостям напластования, скопления их по этим плоскостям и падение отдельными кусками в ствол скважины.</p>	<p>1. Применение глинистого раствора с высокой водоотдачей, недостаточное противодавление на пласт.</p> <p>2. Длительные перерывы при бурении скважин и медленное ведение процесса бурения.</p>	<p>Применение химически обработанного глинистого раствора, препятствующего возникновению сужения ствола скважины и обвалов, а именно — с минимальной водоотдачей и увеличенным удельным весом.</p> <p>а) Инструмент не держать без движения более 10—15 минут и сокращать время пребывания долота на забое.</p> <p>б) Насколько возможно ускорить процесс бурения и тем самым постараться поскорее перекрыть скважину колонной.</p>

1	2	3	4	5
III	Поглощение и потеря циркуляции промывочной жидкости.	<p>2. Проникновение фильтрата глинистого раствора в перемiatую глинистую породу, вызывает не только набухание и размокание ее, но и способствует механическому разрушению.</p> <p>1. Наличие трещин и ноздрей в ошлакованных базальтах.</p>	3. Колебание уровня раствора в скважине при подъеме инструмента, поглощение раствора или полный уход циркуляции.	<p>Если уровень раствора в результате поглощения его пластом упал ниже башмака кондуктора и в скважине имеются неустойчивые породы, то инструмент надо поднимать до башмака для восстановления циркуляции, периодически дополнять скважину раствором.</p> <p>Применение бурения с очисткой забоя воздухом или азрированной жидкостью.</p>

Таблица 3

Проект рациональных режимов бурения скважин на геологически осложненных месторождениях и газо-нефтегазовых площадях
Армянской ССР

Тип осложнения	Компоновка бурового инструмента	Тип режущего инструмента	Осевая нагрузка		Обороты инструм. об-мин.	Количество подаваемого на забой глинист. раствора	Вид раств.	Параметры			Содерж. песка	Способ обработки раствора
			на резец	на инструмент				уд. вес г/см ³	вязкость сек.	водоотдача куб. м. 30 л/м		
I	Двойная колонковая труба с невращающейся внутренней трубой с забойным проходом промывочной жидкости. Установка утяжеленного низа над колонковым расширителем диам. 73 мм, длин. 30—50 м	Твердая сплавная	60—70 кг	—	102	В начале рейса 40—50 л/мин, в конце—20 л/мин	Глинистый раствор	1,2	25	15	до 3%	Глинистый раствор не обрабатывается
		Двухслойные мелкоалмазные коронки типа МАК-2	—	600—800 кг	132—237	до 50 л/мин		1,18	22	20		
		Дробовая коронка с применением стальной и смешанной дроби	—	При бурении чугунной дробью 20—15 кг/см ² , при бурении смешанной дробью 30—35 кг см ²	112	В начале рейса 30—40 л/мин, в конце—15 л/мин		1,2	22 - 25	15		
II	Утяжеленные бурильные трубы (УБТ) 35 м	Ребристая коронка	—	0,6—0,5 т	150—200	250 л/мин	.	1,35	30—40	3—4 см ³ за 30 мин	2%	Сульфитно-солевой реагент
	УБТ—4"—75 м	3-шарошечное долото № 8	—	6—7 м	168	30—35 л/сек		1,4—1,5	40—50	4—5 см ³ за 30 мин.		
III	УБТ 4"—25 м	3-шарошечное долото не более № 10	—	2—3 м	до 150	Передвижной компрессор УКС-80 с производительностью 8 м ³ /мин. и рабочим давлением 80 атм.	Воздух или аэрированная жидкость	—	—	—	—	—

нения различных типов двойных колонковых труб с мелкоалмазными коронками в породах высокой крепости дают основание предполагать резервы дальнейшего увеличения процента выхода керна и изжитие брака при проводке скважин в сложных геологических условиях.

УГ и ОН

при С.М. Армянской ССР

Поступила 21.1.1964.

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

М. А. САТИАН

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯТИВЫ ДАТСКО-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ИДЖЕВАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Датско-палеоценовые отложения установлены лишь сравнительно недавно в бассейне р. Агстев. Палеонтологически доказано [1] наличие отложений дания-палеоцена в верхней части разреза карбонатной толщи, ранее целиком относимой к верхнему сенону. Эти отложения нами были осмотрены в окрестности сс. Софлу и Саригюх. Залегание их трансгрессивное с базальным конгломератом в основании на известняках и мергелях верхнего сенона. В разрезе датско-палеоценовых отложений, мощность которых достигает 40 м, преобладающим типом пород являются органогенно-детритовые известняки массивные, крупнослоистые, реже среднеслоистые, крепкие обычно с ровной четкой поверхностью напластования. Цвет породы светлосерый, реже желтовато- или розовато-серый. В толще органогенно-детритовых известняков встречаются редкие прослойки микрозернистых, тонкослоистых известняков. Отдельные горизонты органогенно-детритовых известняков содержат в большом количестве конкреции кремня.

В шлифах определяется органогенно-детритовая структура породы. В составе детрита главное место принадлежит водорослям, затем фораминиферам, сравнительно меньше мшанок. Наиболее распространены мелкодетритовые (от 0,1 мм до 1 мм) известняки, значительно реже встречаются крупнодетритовые и микрообломочные разновидности. Форма обломков водорослей и мшанок неокатанная или слабо окатанная. Цементация сложного типа: сочетание порового и базального, изредка крустификационного типов цемента.

При преобладающем поровом типе цементации детрит скреплен крупнокристаллическим кальцитом, для базального типа цементации характерен тонкозернистый (0,01—0,04 мм) кальцитовый цемент.

Данные трех химических анализов и одного термического анализа известняков, а также результаты минералогического изучения нерастворимого (в 10% HCl) остатка, дают основание полагать, что карбонатная составляющая изученных отложений представлена кальцитом. Нерастворимый остаток содержится в известняках до 5—10%. В его составе определены:

1. Терригенные минералы. а) Тяжелые минералы: магнетит, ильменит, авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка обыкновенная, ба-

Литологические коррелятивы датско-палеоценовых отложений

Таблица 1

Возраст	Петрографический состав	Текстурные и структурные особенности	Содержание в породе CaCO_3	Выход тяжелой фракции	Особенности гранулометрии нерастворимого остатка	Ассоциации корреляционных минералов	Обстановка осадконакопления
Даний-нижний палеоцен	Известняки органо-генно-детритовые (мшанково-фораминиферово-водорослевые) с прослоями крипто- и микрозернистых известняков.	Массивные и крупнослоистые, реже среднеслоистые известняки, крепкие, отдельные слои обогащены конкрециями кремния. Характерны признаки сингенетического оползания осадка.	В органо-генно-детритовых известняках устойчиво высокое 90—95,5%.	Десятые, иногда целые доли процента.	Присутствие в значительном количестве алевритовой и песчаной фракций.	Магнетит, авгит, гиперстен. Плагиоклаз среднего состава.	Прибрежное мелководье нормально-соленого морского бассейна. Частые землетрясения шельфа, вызвавшие оползни карбонатного осадка.
Верхний сенон	Крипто- и микрозернистые известняки с прослоями мергелей и органо-генно-микрообломочных фораминиферово-сферовых известняков.	Преимущественно средне- и тонкослоистые известняки и мергели. Конкреции кремния характерны для нижних горизонтов толщи (кампан), в верхних горизонтах (маастрихт) отмечаются конкреции гидроксидов железа.	Преимущественно 70—80%, реже >80%.	Сотые, реже десятые доли процента	Резкое преобладание фракции <0,01 мм.	Циркон, авгит, титанит, анатаз, рутил, эпидот, биотит, ильменит. Разложенные зерна.	Сравнительно глубоководная зона открытого нормально-соленого морского бассейна. Осадконакопление протекало в относительно устойчивой тектонической обстановке (М. А. Сатиан, 1960).

зальтическая роговая обманка, циркон, эпидот, корунд; б) Легкие минералы: плагиоклазы (главным образом средние), кварц, вулканическое стекло, биотит, мусковит, разложенные зерна*.

2. Аутигенные минералы. а) Тяжелые минералы: гематит, лимонит, целестин, барит, пирит. б) Легкие минералы: опал, халцедон*, глауконит.

Выход тяжелой фракции нерастворимого остатка породы высокий — от десятых до целых долей процента.

Датско-палеоценовые отложения существенно отличается от верхнесенонских по ряду литологических признаков (табл. 1). Полученные коррелятивы могут быть использованы при изучении соседних с софлинским разрезом карбонатной толщи верхнего мела — дания-палеоцена. Внимание стратиграфов следует обратить на район правобережья р. Агстев у пос. Узунталинская почта и южнее с. Ревазлу. У с. Ревазлу (в 3 км южнее с. Софлу) на микрозернистых известняках верхнего сенона залегают органогенно-детритовые известняки мощностью до 30 м, литологические особенности и стратиграфическое положение которых в разрезе делают возможным их корреляцию с отложениями дания-палеоцена софлинского разреза.

Примечание: в разрядку указаны минералы, обнаруженные во всех изученных образцах в большом количестве.

* Минерал встречен во всех изученных образцах, содержание его резко колеблется. Остальные минералы встречаются спорадически, в малом количестве.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.II.1963.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атабекян А. А. О присутствии датско-палеоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, № 6, 1959.
2. Сатиан М. А. Литология и палеогеография меловых отложений междуречья р. Инджа-су, среднего течения р. Агстев и р. Гасан-су. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ереван, 1960.

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

Б. С. ВАРТАПЕТЯН

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО СТАТЬЕ С. С. ВАНЮШИНА
«ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ
В КАФАНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ.»

Опубликованная в «Известиях» Академии наук Армянской ССР (науки о Земле), том XVII, № 2, 1964 г. статья С. С. Ванюшина написана явно в тенденциозном духе и отличается искажением фактов, как исторического, так и собственно геологического характера.

В этой, претендующей на «обобщающее» значение, работе имеется ряд произвольных интерпретаций наших взглядов, опубликованных в разное время [2, 3, 4, 5, 6], ввиду чего считаем необходимым, для восстановления истины, выступить с настоящим ответом в печати.

Вероятно не стоит приводить подробный разбор упомянутой статьи, с указанием всех содержащихся в ней путаниц, противоречивых и просто неверных данных. Это означило-бы заново написать подобную статью с исправлением всех грубо искаженных С. С. Ванюшиным фактов—от указания очень ценных для своего времени (да и нынешнего периода) работы А. Эрна до внесения коррективов в приводимую автором схему стадий минерализации Кафанского рудного поля.

Ниже приводим лишь краткие замечания по некоторым основным вопросам, освещенным в статье С. С. Ванюшина.

1. Стратиграфический контроль оруденения

По мнению автора статьи в Кафане «стратиграфический контроль размещения оруденения проявляется весьма отчетливо в приуроченности всей медной и полиметаллической минерализации преимущественно к толще среднеюрских (байос) вулканогенно-осадочных пород» и далее он утверждает, что «верхней стратиграфической границей оруденения является туфогенно-осадочная толща верхней юры (оксфорд-кимеридж), в пределах которой очень редко отмечается рудная минерализация, обычно непромышленного значения».

На основании приведенного автор пытается объяснить «стратификацию» оруденения в породах средней юры (байос) генетической связью оруденения «с корнями магматического очага» того же возраста. Нам вообще непонятно, что понимает автор под «корнями магматического очага»?

Но дело не в этом, а в том, что вывод автора о стратифицированности оруденения Кафана в пределах пород средней юры является грубым искажением наблюдаемых фактов, на основе которого им выдвигается гипотеза о генетической связи оруденения со среднеюрским магматическим очагом эффузивных и субвулканических комплексов.

В своих работах мы приводили многочисленные факты наличия оруденения также в породах верхней юры (оксфорд-кимеридж). В последнее время к длинному списку рудопроявлений в породах верхней юры Кафанского рудного поля прибавились еще 4 рудопроявления: Шебадинское, Охтарское, Дзорастанское и Гератагское. Следует отметить, что наиболее значительным проявлением является Шебадинская рудная зона, имеющая большое площадное распространение. Об этом автор мог не знать, ибо свою статью он сдал в печать больше чем два года тому назад (1/III—1962 г.). Впрочем автор сейчас сам в своей статье не отрицает наличия в породах верхней юры оруденения, непромышленного значения. Это является для автора известным «прогрессом», так как он раньше утверждал, что якобы оруденение в Кафане исключительно приурочено к породам средней юры [1].

Однако, совершенно ясно, что степень промышленного или непромышленного скопления оруденения не может быть основанием для определения его стратиграфического положения. Мы надеемся, что когда-нибудь и автору будет ясно это бесспорное положение.

Факт распространения в Кафане оруденения на весь разрез пород средней и верхней юры исключает всякое понятие о его стратифицированности и ясно свидетельствует о послеюрском времени формирования рудного поля.

2. Структурный контроль оруденения

В описании структурного контроля оруденения автор некоторые известные ранее определения приписывает себе, искажает факты и проявляет непонимание ясных положений.

Автор умалчивает факт о том, что для Кафанского месторождения впервые нами в 1948 г. детально разработана структурная схема «экранирующих крыш» [2, 3], в то же время не забывает специально отметить, что впервые эта структура была выдвинута В. Г. Грушевым и М. П. Русяковым.

Последние в своей опубликованной статье [7], буквально в нескольких строках (в связи с возможным ограничением тока рудоносных растворов), только коснулись этого вопроса, не вдаваясь в его детали и не давая какой бы то не было законченной схемы контролирующих структур в виде «экранирующих крыш».

С. С. Ванюшин отмечает, что «разнообразие типов структурного контроля в описываемом рудном поле, исключает возможность упрощенного понимания структуры, допускаемого Б. С. Вартапетяном, считающего, что в Кафане оруденение локализуется под «экранирующими

крышами», между тем, как таковые контролируют лишь 6 рудных участков, содержащих 15% общих запасов меди и следовательно являются не универсальной, а частной формой структурного контроля».

Автор, как видно из приведенного выше его вывода, не представляет сути наших пониманий структур, выдвинутых для Кафана в виде «экранирующих крыш». Поэтому мы вынуждены еще раз разъяснить ему, что «экранирующие крыши» в нашем понимании представляют сравнительно пологопадающие крупные дорудные разломы, сложенные непроницаемыми для рудных растворов породами (часто плотными спрессованными глинами). Они действительно являются «экранирующими крышами», ибо все известные в Кафане рудные участки находятся под ними, приурочиваясь исключительно к лежащему боку и не распространяясь на их висячий бок.

Далее разъясняем опять автору, что эти «экранирующие крыши» в условиях Кафана могут быть односкатные, двухскатные, трехскатные, в зависимости от пространственного взаиморасположения экранирующих разломов, рудоподводящих и рудораспределительных структур.

Поэтому к каким бы ухищрениям не прибегал бы автор, даже к приему «бухгалтерского» подсчета распределения запасов меди по неправильно вообразимым структурам, все равно он, и никто другой, не может отрицать главной и универсальной роли «экранирующих крыш» в локализации оруденения Кафана. Для выяснения этого положения нет надобности геологу десятки лет работать на месторождении. Оно настолько ясно и очевидно, что достаточно работать в Кафане несколько месяцев и хорошо быть знакомым с результатами эксплуатационных работ и прежних исследований, чтобы понять эту элементарную истину.

Автор обвиняет нас в упрощении структуры Кафанского рудного поля и отмечает, что мы будто-бы ее представляем только в форме «экранирующих крыш». Это, конечно, неправильно и грубо искажает факты.

Мы еще в 1948 г. в наших работах [2, 3], отметили, что внутри «экранирующих крыш» (под ними) располагаются сопряженные с разломами, образующими «крышу», трещины, составляющие с ними острые углы и вытянутые, преимущественно, в широтном направлении. Сопряженные трещины нами были сгруппированы в две, резко отличающиеся друг от друга, системы: в центральной части блока, ограниченного «крышей», выступает первая система в виде одиночных, сравнительно больших и выдержанных трещин, преимущественно широтного и редко меридионального простирания; в периферии блока, близко к разломам, выступает вторая система сопряженных трещин, представленная серией ветвящихся мелких трещин, имеющих всевозможные направления, но в общей массе составляющих пучки широтного простирания. Густая сеть мелких трещин в приразломных участках образует громадные тектонические зоны раздробленных пород.

Выделенные две системы сопряженных с крупными дорудными разломами трещин, как нами отмечалось, сыграли в процессе оруденения роль рудных полостей. Первая система была благоприятна для образо-

вания рудных жил, вторая — для штокверков. Далее нами во второй приведенной выше работе характеризовались для Кафана рудоподводящие и рудораспределительные структуры.

В итоге, еще в 1948 г. [2], нами дано исчерпывающее определение контролирующей структуры Кафана, где было подчеркнуто, что в Кафане «экранирующая крыша» с расположенными в ее пределах одиночными выдержанными трещинами (широтные, жильные трещины), зонами дробления (штокверки) и наличием рудоподводящего канала, служила главной структурой, локализирующей оруденения.

Все это автор называет упрощением структуры Кафана и в своей статье через 15 лет дает для Кафана четыре, так называемые, «типовые группы» структур, из которых две группы вполне укладываются в наше определение 1948 г., а две последние представляют ошибочную интерпретацию структурных элементов Кафана.

Автор статьи, не разобравшись в структурах Кафана, приходит к заключению, что наше представление о бесперспективности (в отношении оруденения) структурных единиц, типа Саяддаш-Башкендской формы, является ошибочным. Это наше представление, по его мнению, якобы опровергается нахождением в аналогичной структуре Катарского штокверка.

Нам совершенно непонятно такое заключение автора, ибо он имеет практическое подтверждение правильности наших взглядов на Саяддаш-Башкендскую структуру. Автор в прошлом, не поверив нашим интерпретациям о бесперспективности Саяддаш-Башкендской структуры, будучи главным геологом Кафанских рудников и главным инженером ГРП, осуществил специальные разведочные работы с целью обнаружения оруденения в висячем боку Восточно-Саяддашского разлома (7—10 рудник). Это явилось и своеобразной дорогостоящей проверкой наших взглядов на рудоконтролирующую структуру Кафана и в частности на Саяддаш-Башкендскую структуру.

Однако эти разведки, как и следовало ожидать, дали отрицательные результаты, не обнаружив искомого автором оруденения в Саяддаш-Башкендской структурной форме и тем самым подтвердив нашу оценку рассматриваемой структуры. Неужели автор даже после этого опять упорствует в своих ошибочных пониманиях структуры Кафанского рудного поля?

Автор обнаружил непонимание структуры участка Катарского штокверка, считая ее аналогичной с Саяддаш-Башкендской структурной формой. Это, конечно, не так, ибо здесь, во-первых, роль Башкендского разлома в контроле оруденения не ясна и, во-вторых, Западный Саяддашский разлом, падая на данном участке почти вертикально (75—85%) с переменным падением на северо-восток и юго-запад (штольня № 6, гор. 1009), не мог служить препятствием восходящему току рудных растворов. Он возможно ограничивал горизонтальное распространение растворов.

Структура рассматриваемого участка штокверка недостаточно изу-

чена (в особенности автором статьи) и поэтому нельзя сейчас категорически определять ее форму, как это делает автор. Мы не исключаем возможности, что здесь, кроме Западно-Саяддашского разлома, существует невыявленное еще значительное нарушение, (о чем свидетельствует резкое окончание Катарского штокверка по восстанию в отработанном блоке с горизонта штольни № 7), которое с последним создает экранирующую структуру, контролирующую оруденение.

3. Магматический контроль оруденения

Автор статьи восстает против наших взглядов о возможности генетической связи оруденения Кафана с гранитоидными интрузивами и настаивает на своей ошибочной гипотезе о связи этого оруденения со среднеюрскими субвулканическими телами. Все это является продуктом плохого понимания геологического формирования данного района.

1. Среднеюрский возраст оруденения Кафана ясно опровергается наличием оруденения также и в послесреднеюрских породах. Таким образом не может быть речи о связи оруденения со среднеюрским магматическим очагом.

2. Автор, особо подчеркивая парагенетическую связь оруденения с кварцевыми порфирами среднеюрского периода, противоречит себе, забыв о том, что в его же статье на стр. 51 написано: оруденение контролируется брахиантиклиналью, формирование которой происходило в период от нижнего байоса до среднего мела, осложненной дорудными нарушениями. Если автор признает рудоконтролирующую роль брахиантиклинали и дорудных нарушений, то по тому же автору оруденение должно иметь послемеловой возраст, как это и есть на самом деле.

3. С. С. Ванюшин приводит в статье зарисовку (стр. 55) «ксенолита» халькопирита в дайке, утверждая о ее послерудном возрасте. Хочется спросить, что за «капельная вкрапленность» сульфидов в дайке и какие термальные воздействия перетерпела руда? Так называемая «капельная вкрапленность» сульфидов свидетельствует о замещении дайки последними. Голословное же заключение о термальном метаморфизме руд не внушает никакого доверия. Нами в последнее время специально изучены соотношения диабазовых даек и оруденения на Кафане, что будет скоро опубликовано в центральной печати. Проведенные целенаправленные исследования позволяют утверждать о дорудном возрасте всех даек Кафана.

4. Мегри и Кафан действительно находятся в разных структурно-тектонических зонах. Однако, обе эти структуры были подготовлены к моменту внедрения гранитоидной интрузии в третичное время. Что мешало интрузии, внедрившейся в Мегринскую зону, распространиться также и в пределы смежной Кафанской структурно-тектонической зоны?

Доказательством того, что такой процесс в действительности имел место, является наличие выходов гранитоидных интрузивов не только в

Кафане, но и в Цаве¹, Шикахохе, Барцраване—по всей Кафанской структурно-тектонической зоне. Эти интрузивы в общем, более основного состава, чем интрузивы, слагающие Мегринский плутон и поэтому логично думать, что они, по-видимому, представляют краевую фацию отмеченного крупного плутона.

40 км (измеренные автором) между главными выходами Мегринского плутона и обнажениями небольших гранитоидных интрузивов в Кафане не могли служить препятствием для регионально-распространившегося процесса самой мощной на Малом Кавказе гранитоидной интрузии.

Небольшие выходы интрузивов в Кафане по петрохимическому составу являются диоритами и кварцевыми диоритами, принадлежат к типичным гранитоидам. Они ошибочно автором определяются как габбро-диориты.

При таких условиях мы имеем полное основание связать оруденение Кафана с гранитоидной интрузией, тем более оруденение в Кафанской и Мегринской зонах имеют большое геохимическое сходство по широкому распространению меди и молибдена. Автор проходит мимо такого факта, как установление в последнее время в дзорастанских кварцитах Кафанской зоны молибденита, имеющего здесь широкое распространение и свидетельствующего о родстве Кафана с Каджараном. Он описывает первичную горизонтальную минералогическую зональность рудного поля и здесь же зональность в рудных телах, которые ничего общего не имеют друг с другом. Поэтому совместное их освещение только затуманивает главный вопрос статьи автора о закономерностях распределения оруденения в пределах Кафанского рудного поля.

Схема горизонтальной минералогической зональности автора является грубым и искаженным повторением нашей схемы, опубликованной еще в 1958 г. Автору должно быть известно, что ряд «полиметаллической минерализации» фактически представляет три ряда горизонтальной зональности, сложенных различными по составу рудами Барабатума, Шаумяна и Халаджа.

Все же нельзя закрывать глаза на то, что от Барабатума к Халаджу отмечается резко выраженная горизонтальная минералогическая зональность, которая определяется явным и закономерным уменьшением в рудах, в этом направлении, доли халькопирита и увеличением содержания галенита.

Автор, может быть по «тактическим соображениям» не отмечает выявленный в Кафане наиболее высокотемпературный молибденитовый ряд, расположенный западнее пирит-кварцевого ряда.

Автор искаженно и неправильно интерпретирует наши взгляды на зональность в эндогенном оруденении Армении. Мы никогда не рассматривали территорию Армении в качестве единой структуры, как утверж-

¹ Возраст последнего по новейшим данным радиологии также, как возраст Мегринского плутона, третичный.

дает автор. Это не соответствует действительности, ибо во всех наших публикациях о структурном контроле оруденения и металлогеническом районировании республики, мы выделяли для Армении три крупных тектонических региона и подчиненные им структуры более мелкого порядка. Этим структурам, по нашим данным, соответствуют три рудные области, 7 рудных районов и 17 рудных полей, отличающихся друг от друга своими структурными и металлогеническими особенностями.

В схеме горизонтальной минералогической зональности Армении мы выдвинули лишь общий принцип смены относительно высокотемпературных минералов низкотемпературным по мере удаления от источника оруденения к боковым породам с четырьмя главными рядами в интрузиве, в экзоконтакте, в удаленных и далеких зонах [4]. При этом мы допускали, что в пределах каждого ряда может существовать зональность в более мелком плане, выраженная сменой различных минералогических формаций руд. В различных рудных полях не обязательно, чтобы были представлены все четыре ряда зональности и были бы одинаковые минералогические формации. Наоборот, различные рудные поля обладают разным содержанием зональности, сохраняя общий принцип смены в определенном направлении высокотемпературных формаций руд низкотемпературными.

Автор плохо разобрался в нашей схеме зональности, мало похожей на классический и, в то же время, идеализированный зональный ряд Эммонса. Наша зональность в отличие от схемы Эммонса привязана к конкретному району. Никто из советских геологов не «отвергал», как выражается автор, теории зональности Эммонса. Они (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов и др.) только дополнили и дали новые интерпретации зональности при сохранении главного ее принципа — изменения состава руд по мере удаления от источника оруденения.

Армянский научно-исследовательский
горно-металлургический институт

Поступила 25.V.1964.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. Изд. НТО Цветмета, Ереван, 1957.
2. Вартапетян Б. С. О структуре и новом типе оруденения в Зангезуре. Советская Геология, № 29, 1948.
3. Вартапетян Б. С. К вопросу о контролирующей структуре Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, т. 1, № 1, 1948.
4. Вартапетян Б. С. О горизонтальной минералогической зональности в оруденении на территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР (серия геологических и географических наук), том XI, № 2, 1958.
5. Вартапетян Б. С. Магматический контроль эндогенного оруденения на территории Армянской ССР. Известия высших учебных заведений, геология и разведка, № 2, 1960.
6. Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Советская геология, № 10, 1960.
7. Грушевой В. Г., Русаков М. П. Зангезур, его промышленное лицо, перспективы. Разведка недр, № 19 и 20, 1934.

Ռեզիոնայ երկրաբանություն

Ա. Ռ. Հարությունյան. Սպիտակի շրջանի որոշ հրաբխածին շերտախմբերի բնույթի առթիվ 3

Լիբոլոգիա

Ռ. Ա. Մանգոլյան. Հայկական ՍՍՌ-ի Հյուսիս-արևելյան մասի վերին յուբայի կայծ-բարային առաջացումների մասին 11

Տեկստիկա

Ս. Ա. Չոբարյան, Ս. Վ. Ս. Մկրտչյան. Ախթալայի հանքավայրի խզումնային խախտումների հասակի մասին 21

Պետրոգրաֆիա

Չ. Հ. Չիրուխյան, Ռ. Հ. Խորենյան. Կալիական դաշտային շալատների և մսնոկլինա-յին պիրոքսենների կազմության և երկրեկման դիսպերսիայի մասին 29

Ս. Հ. Աչիրգյոզյան. Տանձուտի ծծմբակոլչեդանային հանքավայրի մետասոմատիկ առաջացումները 41

Միներալոգիա

Վ. Հ. Պարոնիկյան. Հայոցձորի հանքային շրջանի բազմամետաղային ֆորմացիայի հանքայնացման բնույթը 55

Գեոֆիզիա

Ռ. Ն. Չարյան. Ղափանի պղինձ-բազմամետաղային հանքանյութերում մի քանի հազվագյուտ էլեմենտների տեղաբաշխման օրինաչափությունների մասին 71

Հրաբխագիտություն

Ս. Հ. Կարապետյան. Արտենի և Հադիս գոթեթանման հրաբուխները 79

Հիդրոգեոֆիզիա

Ռ. Գ. Հարությունյան. Արարատյան գոգահովտի երրորդական հասակի նստվածքային ապարների շերտային ջրերի հիդրոգեոֆիզիական բնութագիրն ու ծագումը 97

Լանդշաֆտագիտություն

Գ. Ա. Պողոսյան. Սյունիքի (Ջանգեզուրի) ժամանակակից լանդշաֆտների դասակարգումը 111

Գիսական նոթեր

Գ. Գ. Աղսամյան, Ռ. Ա. Գանգուսով. Հայկական ՍՍՌ որոշ հանքավայրերի և հեաախուղական մակերևանների երկրաբանական բարդացումների տիպականացման մասին կապված հետախուզական պարամետրիկ հորատանցքերի փորման հետ 119

Մ. Ա. Սարխան. Հայկական ՍՍՌ Իջևանի շրջանի դանիական-պալեոցենյան նստվածքների լիթոլոգիական կորեկյատիվները 127

Քննադատություն և զբախտություններ

Բ. Ս. Վարդապետյան. Մի քանի դիտողություններ Մ. Ս. Վանյուշինի «Հանքայնացման տեղաբաշխման հիմնական օրինաչափությունները Ղափանի հանքավայրում» հոդվածի մասին 131

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Региональная геология	
<i>А. Р. Арутюнян.</i> К вопросу о природе некоторых вулканогенных свит Спитакского района	3
Литология	
<i>Р. А. Мандалян.</i> О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР	11
Тектоника	
<i>С. А. Зограбян, Св. С. Мкртчян.</i> О возрасте дизъюнктивных нарушений на Ахтальском месторождении	21
Петрография	
<i>З. О. Чибухчян, Р. А. Хоренян.</i> О составе и дисперсии двупреломления калиевых полевых шпатов и моноклинных пироксенов	29
<i>С. О. Ачикгезян.</i> Метасоматические образования на Тандзутском серно-колчеданном месторождении	41
Минералогия	
<i>В. О. Пароникян.</i> Характер минерализации полиметаллической формации Айодзорского рудного района Армянской ССР	55
Геохимия	
<i>Р. Н. Зарьян.</i> Закономерности распределения некоторых редких элементов в рудах Кафанского месторождения	71
Вулканология	
<i>С. Г. Карапетян.</i> Кулоловидные вулканы Артени и Атис	79
Гидрогеохимия	
<i>Р. Г. Арутюнян.</i> Гидрогеохимическая характеристика и генезис пластовых вод третичных отложений Араратской котловины Армянской ССР	97
Ландшафтоведение	
<i>Д. А. Погосян.</i> Классификация современных ландшафтов Сюника (Зангезура)	111
Научные заметки	
<i>Г. Г. Адамян, Р. А. Ганджумов.</i> О типизации геологических осложнений некоторых месторождений и разведочных площадей Армянской ССР в связи с провóдкой разведочных параметрических скважин	119
<i>М. А. Сатиан.</i> Литологические коррелятивы датско-палеоценовых отложений Армянской ССР	127
Критика и рецензии	
<i>Б. С. Вартапетян.</i> Некоторые замечания по статье С. С. Ванюшина „Основные закономерности локализации оруденения в Кафанском рудном поле“	131

