

ՀՄՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր

**ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**  
**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**



## ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԼԵԳԻԱ

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

Անդամներ՝ երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, աշխարհագրական գիտ. դոկտոր Ա. Բ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գարրիելյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կարապետյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասրաթյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. Մաղաֆյան, երկ.-մին. գիտ. թեկնածու Գ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, երկր.-մին. գիտ. թեկնածու Ա. Ե. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար Վ. Ա. Աղամալյան

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук *Н. И. Долуханова*  
Зам. ответственного редактора канд. геол.-мин. наук *Б. М. Меликсетян*

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

Ответственный секретарь *В. А. Агамалян*

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն  
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է.  
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:  
Ереван 19, Барекамутян, 24.

УДК 552.313(479.25)

К. И. КАРАПЕТЯН

## ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

В границах Армянского нагорья и Кавказа верхнеплиоцен-четвертичные вулканические явления пользовались широким развитием. Вулканы и продукты их деятельности образовали отдельные, изолированные зоны [12, 19], которые, в первом приближении, вырисовываются в следующем виде [12].

Две зоны, находящиеся в Армянском нагорье, выражены подставляющими друг друга дугами (Северная и Южная), выпукло обращенными к северу,—третья представлена широкой полосой, секущей указанные дуги в близдолготном (ССЗ) направлении. Северная дуга, с запада на восток и юго-восток, протягивается от района севернее гор Эрзерум, через Карсское плато, массив г. Арагац, Гегамское нагорье, Айоцзор-Варденисскую область до Зангезурских гор. Южная дуга, беря начало на востоке от района оз. Ван, проходит через Хаморские горы, массив Бингёль, Серохское плоскогорье до области Сандтак. Третья зона, или Транскавказский вулканический ареал, по Е. Е. Милановскому [19], охватывает массивы гг. Арарат и Арагац, г. Араилер, Ахалкалакское нагорье; к этой зоне, которой Е. Е. Милановский придает решающее значение в развитии новейшего вулканизма, по его данным, приурочены все молодые вулканические районы Кавказа и сопредельных частей Турции и Ирана.

Анализ литературных данных и личные исследования позволили автору [8] выделить верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и показать их связь с указанными вулканическими зонами. Это касается в основном Транскавказского ареала и Северной дуги, большая часть которых находится в СССР и изученность их более или менее удовлетворительна. Сведения по Южной дуге отрывочные и не могут дать хотя бы общего представления о ней. Каждая из исследованных зон характеризуется своими, строго выдержанными магматическими формациями и своим специфическим вулканизмом. Вулканические излияния в каждой зоне происходили самостоятельно, параллельно, с некоторым опережением во времени в Транскавказском ареале. Массив г. Арагац, который расположен в месте пересечения этих зон, совмещает все выделенные формации и отличается наиболее сложным сочетанием вулканических явлений. Настоящее сообщение посвящено характеристике формаций, связи их с различными типами вулканизма и тектоническим развитием основных вулканических зон.

## Формации и вулканизм Транскавказского ареала

Транскавказский вулканический ареал приурочен к Транскавказскому поперечному поднятию, ось которого прослеживается примерно по линии Ставропольский свод—Дзирульский массив—Ахалкалакское нагорье—г. Арагац—г. Арарат [7, 18]. Эта поперечная структура, «секущая» все продольные тектонические зоны Кавказской области и фиксируемая в основном по косвенным признакам, отличается сложным и неоднородным строением. Как результат этого и Транскавказский вулканический ареал характерен прерывистостью, и невыдержанностью и расплывчатостью своих границ. Тем не менее, в интересующих нас пределах ареала четко выделяются две последовательно образовавшиеся формации: базальтовая (в. плиоцен) и андезит-дацитовая (в. плиоцен-антропоген)\*.

**Базальтовая формация.** Породы базальтовой формации, представленные исключительно лавами, часто выходят за пределы вулканических нагорий Транскавказского поднятия, образуя обширные лавовые поля (Ахалкалакское, Лорийское, Ахурянское, Котайкское) общей обнаженной площадью свыше 4000 км<sup>2</sup>. Базальтовые лавы, превосходно сnivelировавшие древний рельеф, нередко в мощности превышают 100 м; выражены они тонкими (редко более 4—5 м) потоками, обычно лишенными обломочных слоев и имеющими нередко четкую канатную поверхность. Излияния пород базальтовой формации в общем происходили в два этапа: в ряде районов они образуют два горизонта, состоящие из ряда потоков, с регионально выраженным разделяющим слоем озерно-речных отложений [2, 6, 22]. В отдельных пунктах в основании базальтов залегают гиалокластиты и подушечные лавы [22]. Извержения базальтовых лав, почти полностью лишенные эксплозивных явлений, носили трещинный характер; изливались они из протяженных линейных вулканов, связанных с Транскавказским поднятием. Возраст формации, вероятнее всего, верхнеплиоценовый; об этом говорят геологические и палеомагнитные данные [2, 4, 5, 7, 21, 23, 24].

Подавляющая часть пород формации представлена известными в литературе «долеритовыми базальтами». Для этих базальтов характерны долеритовые структуры и обязательное присутствие значительных количеств оливина, иногда в крупных вкрапленниках. Такое же сложение имеют и тесно ассоциирующиеся с ними, но развитые значительно меньше, долеритовые андезито-базальты. В состав формации входят также «обычные» базальты, химически и минералогически очень близкие к долеритовым, и единичные потоки андезито-базальтов. Химически породы базальтовой формации отвечают субизвестково-щелочному типу

---

\* Важно отметить, что на юго-восточном окончании Северной дуги, в районе Ишхансара, также развиты аналогичные формации, часть которых связана с центрами извержения полигенного типа (данные В. М. Амаряна). Возможно, что эти факты тоже находятся в прямой тектонической связи с поперечностью поднятия Ю. Сюник—Лачин—Агдам.

тихоокеанской серии (по А. Ритману), причем главная масса пород тяготеет к пространству, ограниченному кривыми Иеллоустона и Этны. Для формации очень характерны высокая глиноземистость [3] и повышенное содержание щелочей при слабой недосыщенности кремнеземом. Химически базальтовая формация отличается, в общем, как от толеитовых, так и оливин-щелочных базальтов; возможно она принадлежит к серии высокоглиноземистых базальтов. Магма, с которой связано образование формации, скорее всего, имела мантийное происхождение и базальтовый состав; последнее подтверждается хотя бы абсолютным преобладанием химически и минералогически монотонных, однотипных пород. Высокоглиноземистые базальты уже получили права гражданства наряду с толеитовыми и оливин-щелочными [9, 10, 29, 30], однако вопрос об их производности [9, 10] или первичной самостоятельности [29] относительно этих магм, по вполне понятным причинам, остается открытым. Ничего определенного не может дать и анализ данных, имеющих в распоряжении автора.

Таблица 1

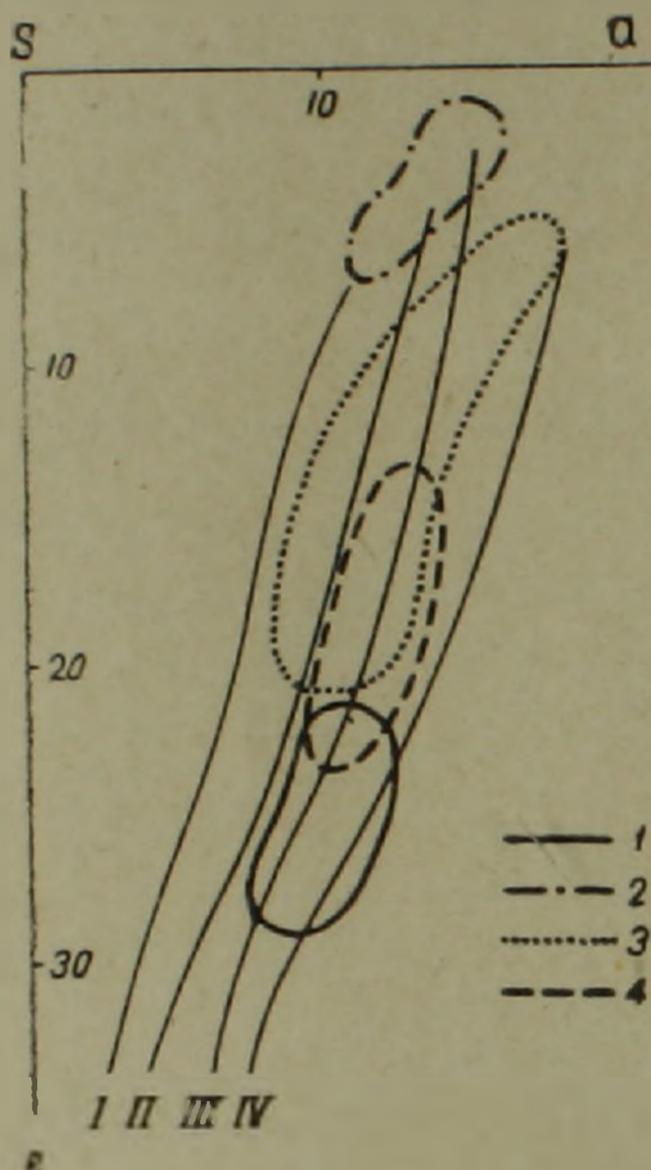
Средние химические составы главных пород верхнеплиоцен-четвертичных формаций Армении

	Транскавказский ареал			Северная дуга		
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,55	59,26	65,29	73,81	55,20	58,21
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,77	0,72	0,11	0,92	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,16	17,19	16,28	13,62	17,25	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,48	3,81	2,60	1,03	5,17	4,15
FeO	5,46	3,53	1,25	0,84	2,98	2,99
MnO	0,13	0,12	0,13	0,09	0,13	0,13
MgO	6,00	3,03	1,31	0,39	4,29	3,33
CaO	9,35	5,56	2,63	1,13	6,97	6,37
Na <sub>2</sub> O	3,42	3,64	4,55	3,78	3,68	3,67
K <sub>2</sub> O	1,45	2,47	3,98	4,29	2,33	2,56
H <sub>2</sub> O—	0,32	0,22	0,27	0,53	0,28	0,36
п.п.п.	0,93	0,60	1,05	0,51	0,54	0,46
Сумма	100,37	100,20	100,06	100,13	99,74	99,56
σ по Ритману	3,6	2,3	3,2	2,1	2,9	2,6

Опись анализов

1—базальт долеритовый (ср. из 38 ан.), базальтовая формация; 2—андезит (ср. из 23 ан.), андезит-дацитовая формация; 3—дацит (ср. из 42 ан.), андезит-дацитовая формация; 4—липарит (ср. из 39 ан.), липаритовая формация; 5—андезито-базальт (ср. из 53 ан.), андезитово-базальтовая формация; 6—андезит (ср. из 40 ан.), андезитово-базальтовая формация. При выведении средних значений использованы материалы, опубликованные в сборнике «Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР» [1], в работах А. А. Адамян [3], К. Г. Шириняна [25], К. Н. Паффенгольца и Г. Т. Тер-Месропяна [20], изданные, а также неопубликованные данные С. Г. Карапетяна, Э. Х. Харазяна и автора.

Андезит-дацитовая формация проявляет приуроченность к осевой части Транскавказского ареала и, покрывая площадь около 7000 км<sup>2</sup>, слагает крупные горные массивы этой зоны. Образования формации налегают на базальты верхнего плиоцена и перекрываются четвертичными лавами основного состава; в состав формации входят разновидности игнимбритов, четвертичный возраст которых считается бесспорным [5, 7, 17, 24].



Фиг. 1. Ореолы химических составов пород верхнеплиоцен-четвертичных формаций Армении. 1— породы базальтовой формации, 2— породы липаритовой формации, 3— породы андезит-дацитовой формации, 4— породы андезито-базальтовой формации. I — линия Пеле, II — линия Лассен-Пик, III — линия Йеллоустонского парка. IV — линия Этны.

Породы формации выражены лавами, экструзивными образованиями, агломератами, пемзами, игнимбритовыми туфами; наиболее полный набор этих вулканитов характерен для массива г. Арагац. Образование формации решающим образом связано с деятельностью крупных полигенных вулканов (Арарат, Арагац, Араилер, вероятно Самсар и др.); значительно меньшую роль играли трещинные извержения, с которыми некоторые исследователи связывают игнимбриты [24, 28]. Существенна также роль ареального вулканизма, обычно поставляющего андезито-базальтовый и андезитовый материал. Впрочем, бесспорно, что часть этих продуктов, особенно в районе Арагаца, принадлежит андезито-базальтовой формации Северной дуги. Центры извержений маркируют отдельные трещины или места их пересечений. В отдельных случаях вулканы в «плотной упаковке» образуют субмеридиональные цепи (Абул-Самсарская и Кечутская), в строении которых, по данным Н. И. Схирт-

ладзе [21] и Э. Х. Харазяна, вместе с полигенными центрами участвуют и моногенные, большая часть которых представлена шлаковыми конусами.

Среди слагаемых формаций преобладают андезиты, дациты и андезито-дациты; в сравнительно небольших количествах развиты также андезито-базальты. По всей зоне в последовательности образования намечается смена пород среднего состава более кислыми. Особенно четка такая закономерность в массивах гг. Арарат и Араилер [16]. В Кечутских горах [23] направленность нарушена предфинальными извержениями андезито-базальтов; более сложная картина на Арагаце [20, 28], частично объясняется сонахождением характеризуемой формации Транскавказского ареала и примерно одновозрастной андезито-базальтовой формации Северной дуги. Для пород формации во вкрапленниках типичными являются плагиоклаз, клинопироксен и гиперстен; в андезито-базальтах и, частично, андезитах нередок также оливин, а в интервале андезит-дацит есть кристобалит [23, 24]. В породах Кечутских гор [23] встречаются роговообманковые разности. Петрохимически «однообразие» формации не выдержано столь хорошо, что особенно четко видно в площади *asb* диаграммы А. Н. Заварицкого. Андезито-дациты и дациты образуют компактный ореол, под острым углом секущий эталонные линии, выказывая повышенную щелочность и принадлежность к субизвестково-щелочному типу тихоокеанской серии. Андезито-базальты и андезиты в более разбросанном, но уже параллельном эталонам ореоле, тяготеют, главным образом, к линиям Лассен-Пика и Йеллоустона, относясь к известково-щелочному типу той же серии. В ходе эволюции, вместе с повышением содержания  $\text{SiO}_2$ , увеличивается количество щелочей с уменьшением разницы  $\text{Na}_2\text{O}—\text{K}_2\text{O}$ ; в то же время понижаются содержания железа, магния, кальция и, менее значительно, глинозема.

Вопрос о происхождении андезит-дацитовой формации, так же, как и подобного рода серий, сам по себе проблематичный, усложняется недостаточностью и неравноценностью данных, особенно петрогеохимического характера. Приложение известных точек зрения по этому вопросу во многом носит субъективный и произвольный характер, и вероятность той или иной из них должна пока определяться, в основном, геологическими данными. В этом аспекте следует подчеркнуть, что андезит-дацитовая формация строго приурочена к той же зоне, что и ранние недифференцированные базальты, и на очень большом протяжении, несмотря на «пересечение» различных структурных зон и участков коры разного сложения, остается однотипной в закономерности изменения состава, а слагающие ее одноименные породы различных районов зоны фактически однообразными. Это обстоятельство в некоторой степени дает право отрицать решающую роль ассимиляции в формировании состава формации. И если можно согласиться с К. Г. Шириняном [28], который в районе г. Арагац не считает возможным образование серии андезито-базальт-дацит в результате одной только дифференциации базальтов (кстати, он не отделяет их от андезит-дацитовой формации), то его точка зрения о

«гибридно-синтетической» природе андезит-дацитово́й формации не выглядит убедительной, даже если бы она была развита только на Арагацском массиве. В результате «проплавления кровли магматического бассейна» при его перемещении в «более верхние горизонты земной коры» в виде астенолитов (!?) или единого астенолита, не могли образоваться и излиться строго и постепенно сменяющие друг друга породы от андезито-базальтов до дацитов, не говоря уже о том, что идея о вертикальных перемещениях очагов вообще слишком гипотетична. О синтектичности не говорит и постоянное наличие гиперстена; типичных же гиперстеновых серий в понимании Х. Куно, на которые указывает К. Г. Ширинян [28], ни на Арагаце, ни по всей области развития формации, как будто, нет вообще. В свете всего сказанного кажется более вероятным в формировании состава формации признать основной роль дифференциации базальтовой магмы, возможность чего в принципе не отрицается и экспериментально [9]. Ассимиляционного типа процессами, может быть, объясняется областная специфика химизма и минерального состава.

### Формации и вулканизм Северной дуги

Северная дуга приурочена к складчатой зоне Армении, точнее к зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома, роль которого в вулканизме дуги была определяющей. Зона, имеющая длительную и сложную историю, представлена ныне в виде цепи «овальных и округлых вздутий» и депрессий, выраженных в рельефе и структуре бронирующих их неогеновых и четвертичных вулканических толщ [17, 19]. К указанным вздутиям и приурочены отдельные вулканические области Северной дуги, вдоль которой, в общем отчетливо выделяются две формации: липаритовая (в. плиоцен) и андезито-базальтовая (в. плиоцен-антропоген).

**Л и п а р и т о в а я ф о р м а ц и я.** Породы формации, обнаженные на площади свыше 300 км<sup>2</sup>, выражены лавами, обсидианами, перлитами, брекчиями и пемзами, образующими небольшие покровы и потоки, нередко характерного агломератового строения. Их формирование связано с деятельностью более 30 самостоятельных куполов, неравномерно и кучно расположенных в границах современных вулканических нагорий Северной дуги. Купола размещаются в водораздельных и периферических частях нагорий; наиболее они аккумулярованы в Гегамских и Зангезурских горах, на Карсском плато. Извержения вулканов носили моногенный характер; возникали они на локальных трещинах близмеридионального направления с обычным отклонением к северо-западу [13]. Тип вулканической деятельности—ареальный [12, 15].

В объеме формации резко преобладают липариты; липарито-дацитов и, особенно, дацитов значительно меньше, причем их извержениями, обычно, завершается деятельность куполов. Для пород формации характерно стекловатое строение; сложение обычно гиалиновое, реже фельзитовое и сферолитовое. Редкие включения представлены плагиоклазом и кварцем, в меньшей степени щелочными полевыми шпатами, биотитом,

роговой обманкой, пироксенами [15]. Петрохимически породы формации относятся к известково-щелочному типу тихоокеанской серии; главная масса их тяготеет к линии Лассен-Пик. От липаритов к дацитам сумма щелочей понижается; в последних уже  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ . На этом общем фоне, по данным С. Г. Карапетяна [13, 15], выделяются и отдельные особенности, характерные для групп вулканов, приуроченных к тому или иному нагорью. Этот факт, а также все сказанное выше, делают значительной вероятностью предположения [12, 13] о том, что для вулканов каждой отдельной области Северной дуги существовал свой изолированный и общий близповерхностный очаг. Образование формации связано с магмой, вероятно, имеющей состав близкий к липариту. Сама по себе эта магма была «инертной»: генетически она не имеет каких-либо связей ни с андезито-базальтовой формацией той-же Северной дуги, ни с формациями Транскавказского ареала. Возможнее всего, как это признается большинством исследователей, липаритовая магма имеет коровое, палингенное происхождение.

Образование формации, по мнению многих исследователей [5, 7, 14, 24] происходило в верхнем плиоцене; в Приереванском районе, где стыкуются формации Северной дуги и Транскавказского ареала, липариты налегают на долеритовые базальты и перекрываются четвертичными лавами андезито-базальтовой формации.

Андезито-базальтовая формация, выражающая четвертичный (конец в. плиоцена-голоцен) вулканический цикл в Северной дуге, образует обширные поля, общей площадью свыше  $8000 \text{ км}^2$ . Характер извержений типично ареальный, иногда, возможно, и трещинный. Центры извержений представлены многочисленными (более 350) вулканами моногенного типа: шлаковыми и лавовыми конусами, вулканами гегамского типа, сложными шлаково-лавовыми конусами и линейно-локальными вулканами. В извержениях фиксируются явления типа Стромболи, Вулкано, Гавайи с образованием лавовых озер и лавового фонтанирования. Извержения почти всех вулканов (исключая отдельные шлаковые конусы) сопровождались излияниями лав, обычно глыбового характера; покровы отдельных центров достигали  $100 \text{ км}^2$ . Центры извержений отмечают локальные и недолговечные, без видимых смещений крыльев, трещины, образующие целую систему вдоль Северной дуги, вероятно, связанную с Анкавано-Сюникским глубинным разломом [11, 26]. Образование формации по всей дуге происходило в три этапа, соответствующие этапам вулканического цикла: ранне-, средне- и позднечетвертичному.

В составе формации преобладают андезито-базальты, несколько меньшим развитием пользуются андезиты; очень редки базальты. Обязательными среди фенокристаллов являются плагиоклаз и клинопироксен, значительно развит оливин. Для отдельных областей (Айоцзор, Зангезур по К. Г. Шириняну) характерна базальтическая роговая обманка; гиперстен очень редок и случаен. В основной массе кроме плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала присутствует только стек-

ло. Для формации очень характерен ксеногенный кварц. Минеральный состав обыкновенно не проявляет зависимости от химизма и этапной принадлежности пород [11]. В общем это типичные известково-щелочные породы тихоокеанской серии; для них характерна несколько повышенная щелочность при обязательном соотношении  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ . В правой части диаграммы А. Н. Заварицкого породы распределяются между линиями Лассен-Пик и Этны, аккумулируясь более всего вдоль кривой Йеллоустонского парка.

В границах этих общих характеристик андезитов-базальты и андезиты каждой из областей отличаются своими специфическими чертами, которые выражаются в разной направленности в изменении химизма и минерального состава во времени, различной щелочности и т. д. Это обстоятельство, а также некоторые областные различия в характере вулканических явлений, объясняются тем, что каждая из областей (Гегам, Айоцзор и т. д.) зоны питалась магмой своего, изолированного и близ-поверхностного очага, связанного с поверхностью охарактеризованными выше трещинами [11, 12]. Очаги снабжались базальтовой магмой, вероятно, посредством Анкавано-Сюникского разлома и изменение ее состава до андезитов-базальтов и андезитов, в котором преобладающая роль принадлежала дифференциации, происходило в ходе очаговой эволюции. Базальтовая магма, поступающая в очаги, была единой, о чем, помимо всего прочего, говорит хотя бы очень большое сходство в химизме четвертичных базальтов и основных андезитов-базальтов формации на Гегаме и в Айоцзоре (табл. 2) [11]. Небольшие различия, главным

Таблица 2

Средние составы базальтов и основных андезитов-базальтов Гегамского нагорья (1) и Айоцзора (2)

	$\text{SiO}_2$	$\text{Ti}_2\text{O}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O}$ —	п.п.п.	Сумма	Кол. анал.
1	51,45	1,12	19,02	6,60	3,32	0,18	5,09	7,93	3,58	1,59	0,21	0,31	100,34	8 ан.
2	52,34	1,08	18,41	7,69	2,37	0,12	3,01	7,91	3,85	2,76	0,26	0,51	100,15	6 ан.

образом в щелочности, объясняются ощелачиванием лав Айоцзора в процессе очаговой эволюции. Уже только поэтому, оставляя даже в стороне геолого-тектонические факторы, трудно согласиться с К. Г. Шириняном [26, 27], который отрицает единство начальной базальтовой магмы, считая что каждая из вулканических областей Армении питалась своим очагом-камерой, расположенным в верхней мантии. В эволюционной связи андезитов-базальтовой формации Северной дуги с базальтовой магмой вообще, тем не менее, никто не сомневается. В этом отношении однако очень интересен факт близости составов, особенно высокоглиноземистости, пород базальтовой формации Транскавказского ареала и более молодых базальтов андезитов-базальтовой формации Северной дуги (ср. табл. 1 и 2) и высокая вкрапленная «оливиновость» последней, возможно, носящая «унаследованный» характер. Это обстоятельство позволяет с большой степенью достоверности говорить о происхождении

андезито-базальтовой формации из той же магмы, что и базальтовая формация.

Таким образом, можно предположить, что базальтовая магма в отличие от липаритовой, характеризовалась продолжительностью существования и продуктивностью; с нею связано образование базальтовой, андезит-дацитовой и андезито-базальтовой формаций, происходившее в течение всего верхнеплиоцен-четвертичного времени.

### О связи с тектоникой

Начиная с мэотиса [8] или позднего сармата [19], области Кавказа и Антикавказа вступают в позднеорогенную стадию развития; новые мощные движения приводят к общему поднятию, вызывают регрессию, резко сокращают остаточные прогибы, знаменуя начало континентального развития. Позднеорогенная стадия, охватывающая период с мэотиса (?) по антропоген включительно и характерная мощным вулканизмом, протекает в две подстадии: мэотис-среднеплиоценовую и верхнеплиоцен-четвертичную [8].

Начало второй подстадии фиксируется общим опусканием Антикавказа и пенепленизацией, соответствующей акчагыльской трансгрессии в Куринской впадине и в Закаспии. Со среднего акчагыла (?) начинается новое поднятие, выразившееся, главным образом, в сводово-глыбовых поднятиях сооружений, носящих антиклинальные тенденции, и в опусканиях впадин, унаследованных, быть может еще с миоцена [8]. Новая тектоническая активизация приводит к оживлению крупных разломов, в особенности Анкавано-Сюникского глубинного и разрывных нарушений, связанных с Транскавказским поднятием. В этих двух зонах, характеризующихся повышенными тепловыми потоками [19], и начинается новая фаза вулканизма, образование рассмотренных выше формаций.

Строго позонная спецификация магматических формаций и вулканических явлений, вне сомнения, определяется различием в глубинном строении и развитии Транскавказского поднятия и зоны Анкавано-Сюникского разлома, в представлениях о чем пока еще много неясного и загадочного. Однако уже сейчас ясно, что в их развитии были и общие тенденции, которые выражались в неуклонном поднятии, принявшем в четвертичное время отчетливо дифференцированный характер, что и определило распад каждой зоны на отдельные, уже указанные области, щиты-нагорья, часть из которых выглядит вздутиями. Очень возможно, что брахантиклинальность—явление «поверхностное» и имеет блоковую, глыбовую основу. Имеющиеся данные, вместе с установленной автором закономерностью в зонном размещении формаций и различии типов вулканизма, позволяют все же наметить схему, пока еще очень гипотетичную, расшифровки взаимосвязи магматических явлений и тектоники.

Начало вулканической деятельности верхнеплиоцен-четвертичного времени выразилось в спокойных, массовых излияниях фактически не-

дифференцированной базальтовой магмы вдоль отдельных участков Транскавказского поднятия. Подобные извержения возможны в условиях большой и, особенно, сквозной магмопроницаемости земной коры, в условиях растяжения, предопределивших возникновение регионально выдержанных открытых трещин—линейных вулканов, по которым, помимо подъема магмы и излияний, происходили тепловая разрядка и дегазация. В то же время зона Анкавано-Сюникского разлома, которая, видимо, находилась в условиях сжатия, оставалась непроницаемой для базальтовой магмы и явилась благоприятным аккумулятором тепла. Это обстоятельство могло способствовать выплавлению и образованию коровой липаритовой магмы на отдельных, благоприятных участках зоны.

Таблица 3

Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и типы вулканизма

Возраст	Транскавказский ареал		Северная дуга	
	формации	тип вулканизма	формации	тип вулканизма
В. плиоцен	Базальтовая	Трещинный	Липаритовая	Ареальный
В. плиоцен-четвертичн.	Андезит-дацитовая	Полигенный. Частично ареальный и трещинный (?)	Андезито-базальтовая	Ареальный. Частично трещинный

Возникающие в условиях подъема и приуроченные, в основном, к сводам зоны растяжения, зоны, естественно, формирующиеся в верхних структурных этажах коры, дали возможность ареальных извержений липаритовых пород.

В четвертичное время картина резко меняется. Зона Транскавказского поднятия уже теряет сквозную проницаемость и поступающая с глубин базальтовая магма, продолжительно задерживаясь в верхних ярусах земной коры, эволюционизирует до состава дацитов. В этих условиях уже начало сказываться секущее положение Транскавказского поднятия и крайняя неоднородность рассекаемых продольных зон, глубинные разломы которых, видимо, начали проявлять магматическую проницаемость. Прямым следствием этого явился характер вулканической деятельности: центры извержений стабилизируются, причем наиболее крупные полигенные вулканы (Арарат и Арагац) возникают в местах пересечений продольных глубинных разломов с Транскавказской зоной. Характерно, что оба этих крупнейших вулкана сближены с менее значительными полигенными центрами (Арагац—Агаилер, Арарат—М. Арарат) и, оставаясь в пределах Транскавказского поднятия, вместе с ними маркируют продольные глубинные разломы, указывая, в первую очередь, на возросшую активность этих последних. Ареальные извержения

в Транскавказском ареале носят сопровождающий характер, фиксируя местные локальные участки растяжения.

В это же, четвертичное, время активизация Анкавано-Сюникского разлома делает возможным подъем все той-же базальтовой магмы уже и в зону Северной дуги. Однако проницаемость и в этой зоне была не сквозной; этому препятствовало образование в верхних ярусах коры нагорий-поднятий, определяющих возможность образования близповерхностных очагов, разгружающих подъем базальтовой магмы. Выпячивание надочаговых слоев приводило в определенные моменты к образованию локальных и недолговечных трещин—лабильных площадей растяжения, предрешивших ареальный характер вулканизма. Высокая поэтапная частотность и многовыходность извержений не способствовали глубокой эволюции, и далее образования андезитов эволюция базальтовой магмы не зашла.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 29.XI.1968.

#### Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

### ՎԵՐԻՆ ԿԼԻՈՑԵՆ-ՉՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ՀԱՍԱԿԻ ՄԱԳՄԱՏԻԿ ՖՈՐՄԱՑԻՍՆԵՐԸ ԵՎ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

#### Ա մ փ ո փ ու լ մ

Հողվածում տրվում է հեղինակի կողմից անջատված վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի մագմատիկ ֆորմացիաների և հրաբխականության տիպերի բնորոշումը: Մագմատիկ ֆորմացիաները և հրաբխականությունը բացահայտ կեպով հարում են Երկու տեկտոնական միավորների՝ Հանքավան-Սյունիքի բեկվածքին և Տրանսկովկասյան լայնակի բարձրացմանը: Հրաբխականության և ֆորմացիաների զոնային տեղայնացմանը տրվում է տեկտոնական բացատրություն, ինչպես նաև արվում են որոշ ենթադրություններ մագմատիկ ծաղման և մագմատիկ ֆորմացիաների կազմի ձևավորման մասին:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., Карапетян К. И., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мнацаканян А. Х., Чибухчян З. О., Ширинян К. Г. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1962.
2. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 6, 1961.
3. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
4. Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.

6. Великовская Е. М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сб. «Памяти А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.
7. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
8. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, 1—2, 1968.
9. Грин Д. Х. и Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. Сб. «Петрология верхней мантии», Изд. Мир, М., 1968.
10. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд. Мир, М., 1965.
11. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
12. Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении. Сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Изд. Наука, 1966.
13. Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Изд. Наука, 1966.
14. Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
15. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Автореф. канд. дисс., М., 1968.
16. Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. Лабор. вулкан. АН СССР, вып. 7, 1953.
17. Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогенном вулканизме Малого Кавказа. Известия АН СССР, серия геологич., № 10, 1956.
18. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
19. Милановский Е. Е. Новейшая (позднеорогенная) стадия геологического развития Кавказа. Автореф. докторской дисс., М., 1965.
20. Паффенгольц К. Н., Тер-Мартirosян Г. Т. Арагац, Изд. АН Арм. ССР. Ереван, 1964.
21. Схиртладзе Н. И. Некоторые особенности постпалеогенового эффузивного вулканизма Грузии. Сб. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1962.
22. Харазян Э. Х. Шаровые лавы и гналокластиты бассейна р. Дебед (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 6, 1966.
23. Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.
24. Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1962.
25. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоцен-постплиоценового) вулканизма Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма», Изд. АН СССР, М., 1963.
26. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. Б. Тектонические условия новейших вулканических проявлений Армении (по данным геофизических исследований). Сб. «Вулканизм и глубинное строение Земли». Изд. Наука, М., 1966.
27. Ширинян К. Г. Новейший вулканизм и проблемы нефтегазоносности Армении. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР», Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
28. Ширинян К. Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1967.
29. Kuno H. High-alumina, basalt. Journ. Petrol., 1, 1960.
30. Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 106, 1950.

УДК 551.79(479.25)

Ю. В. СЛЯДЯН

ШИРАКСКИЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ  
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАКАВКАЗЬЕ

За последние годы исследования четвертичных отложений значительно расширились. В различных районах Советского Союза уже имеются более или менее подробные стратиграфо-хронологические схемы, основанные на комплексном изучении отложений. Однако, в настоящее время, имеющиеся данные по стратиграфии и палеогеографии континентальных образований Закавказья не могут удовлетворить всех требований науки и практики.

Мы сделали первую попытку комплексного подхода к оценке стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода одного из наиболее интересных областей Закавказья—Ширакской котловины, находящейся на северо-западе Армянской ССР.

Небольшая по площади территория Ширакской котловины имеет чрезвычайно сложный покров четвертичных отложений. Дно котловины выполнено древнеозерными отложениями мощностью свыше 300 м. Детальное изучение вещественного состава и литологических особенностей этих отложений позволяет нам выделить три литологических комплекса, соответствующих трем стадиям развития древнего Ширакского озера: нижний озерно-речной, средний—озерный и верхний озерно-речной.

Началу развития древнего Ширакского озера соответствует нижний озерно-речной комплекс отложений, представленный анийской свитой вулканосадочных и в подчиненном количестве вулканокластических и карбонатных пород, развитых на юге Ширакской котловины, которые к северу фациально переходят в нормально-осадочные отложения. Внутри комплекса имеются межформационные лавовые горизонты. Мощность комплекса достигает 150 м.

Второй стадии развития указанного древнеозерного бассейна соответствует средний—озерный комплекс отложений. Он представлен в основном глинисто-алевритовыми породами, среди которых в подчиненном количестве в виде линз, выклинивающихся полос или мелких гнезд встречаются песчанисто-гравелито-галечные образования, а изредка и валуны. В средней части разреза имеются диатомовые глины. Мощность озерного комплекса достигает 130 м.

Третьей—конечной стадии развития древнеозерного бассейна соответствует верхний озерно-речной комплекс отложений, представленный галечниками, гравелитами, песками, алевритами и их слабо сцементированными разностями и глинисто-алевритовыми породами. Мощность этого комплекса достигает 35 м.

На древнеозерные отложения налегают погребенные почвы и вулканические туфы.

Приведенный разрез заслуживает внимания. В нем обнаружено большое количество разнообразных фаунистических и ботанических остатков, сопряженный анализ которых позволил обосновать возраст отложений и реконструировать палеогеографию данной области за время их накопления.

Очень важное значение имеет фауна млекопитающих, обнаруженная в отложениях приведенного разреза.

В нижних горизонтах древнеозерных отложений, обнажающихся на юге Ширакской котловины (около с. Айкадзор) нами были обнаружены обломки костей *Megaloceros* sp. (определение Л. И. Алексеевой), возраст которых определен коллагеновым методом И. Г. Пидопличко (1952) как гомицен или бакинский по Каспийской схеме (по П. В. Федорову, 1957) и окский по последней схеме Русской равнины (по К. К. Маркову, 1964) (табл. 1).

В верхних горизонтах тех же древнеозерных отложений известен ленинаканский фаунистический комплекс: *Elephas trogontherii* Pohl., *Dicerorhinus mereki* Jaeg., *Equus stenonis* Cocchi, *Camelus knoblochi* Nehr., *Bos primigenius* Woj., *Cervus* sp., который датируется минделем и миндель-риссом (Авакян, 1959).

По повторным определениям Л. И. Алексеевой (устное сообщение) указанная лошадь моложе лошадей группы *stenonis*, характерной для общепринятого халровского фаунистического комплекса, а трогонтериевый слон очень сходен с *Mammuthus trogontherii*, *chosaricus*, который встречается в несколько более молодой фауне, чем тираспольская, и обычен для хазарского фаунистического комплекса.

В аналогичных озерно-речных отложениях соседнего района, в Араратской котловине (у с.с. Эйлаасс и Енгиджа) известны следующие формы: *Palaeoloxodon antiquus*, *Mammuthus trogontherii* Pohl. и *Bos trochoceros* Meuer, которые Л. А. Авакяном и Л. И. Алексеевой (1966) сопоставляются с ленинаканской фауной. Учитывая сходство и одновозрастность фаун Ширакской и Араратской котловин, а также близость этих территорий, следует эйлаасскую фауну включить в состав ленинаканского комплекса.

Таким образом, после уточнения и обогащения видового состава, ленинаканский фаунистический комплекс может быть сопоставлен с сингильской фауной Нижнего Поволжья (выделенной В. И. Громовым, М. Н. Алексеевым, Э. А. Вангенгейм и др., 1965), которая соответствует низам хазарского яруса—гюргянскому горизонту по Каспийской схеме или отложениям лихвинского межледниковья по последней схеме Русской равнины.

Итак, возраст рассматриваемых древнеозерных отложений Ширакской котловины определяется в пределах бакинский ярус—низы хазарского яруса (гюргянский горизонт).

Наряду с четвертичной фауной млекопитающих в описываемых древ-

неозерных отложениях нами и предыдущими исследователями обнаружено большое количество пресноводной фауны, очень характерной для неогеновых бассейнов Армении и Черноморско-Каспийской области. Наиболее распространенными являются виды следующих родов: *Dreissena*, *Valvata*, *Hydrobia*, *Planorbis* *Lymnaea*, *Limnocythere*, *Leptocythere*, *Cyprideis*, *Caspiocypris*, *Candona*, *Advenocypris* и др. Некоторые виды этих родов (*Dreissena diluvii* Abich, *Hydrobia sieversi* Bttg) характерны только для четвертичных отложений, однако они встречаются в описываемых отложениях вместе с неогеновыми формами. Факт этот парадоксальный, но он имеет свое объяснение.

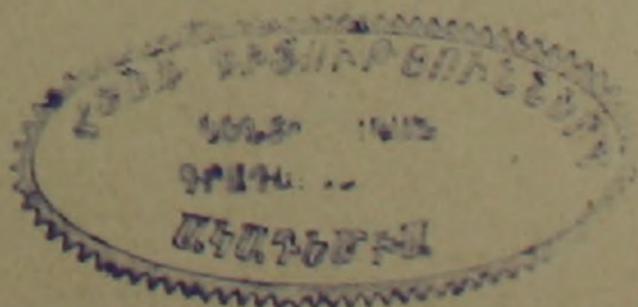
В изолированном от моря древнем Ширакском озере, где условия были более или менее постоянными (в отличие от морских условий Черноморско-Каспийской области), вполне вероятно, что перешедшая из неогеновых морских бассейнов фауна продолжала существовать в течение всего времени накопления осадков. Время накопления осадков было слишком коротким для полной смены фауны, а типичная четвертичная фауна из моря не успела проникнуть. Однако, не исключена возможность проникновения сюда не массовых четвертичных форм, т. е. редко встречающихся в морях, но имеющих важное стратиграфическое значение и пока нами не обнаруженных.

Кроме фаунистических остатков, древнеозерные отложения Ширакской котловины содержат большое количество спор и пыльцы. Обнаружено также свыше 250 видов диатомей, подавляющее большинство которых является пресноводными. Галофилы единичны или представлены видами, которые могут обитать и в пресных водах.

Имеющийся в нашем распоряжении материал диатомового анализа позволяет реконструировать не только биологический комплекс форм населения древнего Ширакского озера, но и выяснить палеоэкологию и физико-химические условия существования диатомей, а тем самым представить себе картину отдельных стадий развития озера.

Я. Б. Лейе и К. Г. Ширинян (1957) в отложениях южной периферии первоначальной стадии развития описываемого древнего водоема констатируют 194 формы диатомей, доминирующими среди которых являются: *Melosira scabrosa* Oestr., *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun., *F. virescens* Ralfs., *F. construens* var. *venter* (Ehr.) Grun., *Synedra ulna* var. *aegualis* (Ktz.) Hust., *Achnanthes Hauckiana* Grun. *Pleurosigma elongatum* var. *kariana* Grun., *Cymbella affinis* Kütz. *Denticula elegans* Ktz., *Epithemia turgida* (Ehr.) Ktz., *E. zebra* var. *porcellus* (Ktz.) Grun., *E. zebra* (Ehr.) Ktz., *E. argus* var. *alpestris* (Grun) Hust., *Rhopalodia gibba* (Ehr.) O. Müll., *Cymatopleura elliptica* var. *hibernica* (W. Sm) Hust. Большинство этих форм принадлежат к пресноводным, мелководным и прибрежным разновидностям.

Учитывая озерно-речной характер водоема, с движением водных масс, направленных с севера на юг, надо предполагать, что биотопы, населяющие различные части водоема, должны были передвигаться по



направлению водных масс и смешиваться с населением южной его периферии.

Таким образом, обнаруженная указанными авторами ископаемая диатомовая флора в туфоалевролитах, обнажающихся севернее с Айкадзор, должна частично отражать и население различных частей водоема. Это обстоятельство позволяет нам предположить, что первоначальная стадия развития древнего Ширакского озера в целом протекала в обстановке небольших глубин с развитой литоралью.

Сопоставление геологических разрезов отложений второй стадии развития интересующего нас водоема позволяет выявить геологическую последовательность накопления осадков от древних к молодым и тем самым проследить историю развития диатомей, характеризующих в свою очередь жизнь водоема.

Так, анализ диатомовой флоры позволяет выделить два этапа в жизни водоема этого периода<sup>1</sup>.

Первый этап охватывает период накопления нижних слоев озерного комплекса осадков. Здесь преобладают типично планктонные формы диатомей, среди которых значительным развитием пользуются следующие виды: *Stephanodiscus niagarae* (Ehr.), *St. astraea* (Ehr.) Grun., *St. astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun., *St. astraea* var. *intermedius* Fricke, *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa* Fricke, *C. temperei* Perag. et. Herib., *C. operculata* var. *unipunctata* Hust., *C. comta* (Ehr.) Kütz. Особенно велика их роль в горизонте диатомовых глин.

Известно, что в вулканических областях обилию диатомей в озерах способствует богатство питательных веществ (фосфаты, железо, нитраты) и кремнезема для построения панциря. А. П. Жузе (1966) отмечает, что практически единственными породообразующими видами, участвовавшими в образовании диатомовых глин древнего Ширакского озера, являются такие планктонные виды, как *Stephanodiscus niagarae*, *St. astraea*, *Cyclotella temperei* и другие виды *Cyclotella*.

На протяжении всего первого этапа развития диатомей наблюдается смена одних экологических комплексов другими и одновременное нахождение донных и литоральных форм вместе с планктонными.

Все эти факты показывают, что нижняя часть озерного комплекса осадков накапливалась в обстановке, требующей больших масс воды со значительным количеством питательных веществ, т. е. глубокого эвтрофного водоема. В последний периодически поступало большое количество кремнезема, вероятно, являющегося или продуктом выветривания вулканических пород, окружающих водоем, или же продуктом активного вулканизма. Кремнезем усваивался диатомеями и накапливался в

<sup>1</sup> В лаборатории геологии и палеогеографии плейстоцена МГУ произведены палинологические исследования серии образцов, отобранных нами из керна скважин и обнажений рассматриваемых древнеозерных отложений. Анализы любезно выполнили: диатомовый — Н. Г. Заикина, а споро-пыльцевой — Н. С. Соколова. По результатам этих исследований ими сделаны заключения, которые мы используем с некоторыми дополнениями.

виде диатомового ила. Периодическое поступление продуктов вулканизма в водоем отражалось на его физико-химическом режиме. Водоем отличался гидродинамической активностью водных масс.

Второй этап рассматриваемой стадии развития водоема охватывает период накопления верхних слоев его отложений. Найденная здесь диатомовая флора отражает момент обмеления водоема. Об этом свидетельствует уменьшение количества планктонных видов и господствующее положение донных и литоральных форм. Среди последних наиболее типичны следующие: *Melosira scabrosa* Oestr., *Cymatopleura elliptica* var *hibernica* (W. Sm) Hust., *Fragilaria bevisiata* Grun., *Epithemia zebra* (Ehr.) Kütz., *Ep. turgida* (Ehr.) Kütz. и др. Наличие таких эпифитных форм, как *Epithemia turgida*, *Cocconeis placentula* делает вероятным развитие здесь высшей водной растительности.

В образцах, характеризующих отложения третьей—конечной стадии развития древнего Ширакского озера, диатомовых водорослей не обнаружено, что, вероятно, явилось следствием вторичных геохимических процессов, способствующих растворению кремневых панцирей диатомей или изменения физико-географической среды их обитания.

Рассмотрим гидрохимию древнего Ширакского озера по минеральным образованиям и биологическим особенностям.

Диатомовая флора рассматриваемых древнеозерных отложений в целом пресноводная, с небольшим участием галофильных форм. Этот факт свидетельствует о том, что содержание в водах озера NaCl было невелико и почти не менялось за все время.

Из минеральных веществ, необходимых для развития диатомей, наряду с фосфатами и другими питательными солями, нужен кремнезем, из которого состоят их панцири. Однако, необходимым компонентом химического состава вод является и карбонат кальция, который играет косвенную роль, способствуя растворению кремнезема в воде.

Анализ экологического состава диатомовых водорослей позволяет выяснить реакцию водной среды (рН) и зависящую от нее трофичность озера. Состав изученной диатомовой флоры показывает, что доминирующие формы родов *Cyclotella*, *Fragilaria* и некоторые другие могли достигнуть расцвета в водах с высоким значением рН (около 8) в условиях эвтрофного типа водоема. Такой вывод о щелочной реакции вод распространяется на водоем в период накопления всего нижнего озерно-речного и большей части озерного комплекса отложений, особенно диатомовых глин.

В период отложения озерного комплекса пород, когда озеро имело максимальные глубины, воды его отличались резким кислородным и температурным расслоением. На дне озера, в илу сильно были развиты процессы гниения.

После этой фазы развития трофичность и режим древнего Ширакского озера, как показывает анализ диатомовой флоры, были другими. Режим озера изменился в результате его эволюции, а также вследствие

влияния физико-географических факторов, тоже изменяющихся во времени.

При освещении стратиграфического положения рассматриваемых древнеозерных образований мы попытались сравнить систематические списки диатомей наших проб со списками уже опубликованных В. С. Порецким (1953) плиоцен-четвертичных диатомовых Армении и Грузии. Выяснилось, что многие общие черты диатомовых нашего водоема роднят их с арзвинскими, которые, по мнению В. С. Порецкого, относятся к нижнечетвертичному времени.

При палеогеографических построениях, в частности при реконструкции древней растительности, наиболее убедительным документом являются пыльца и споры.

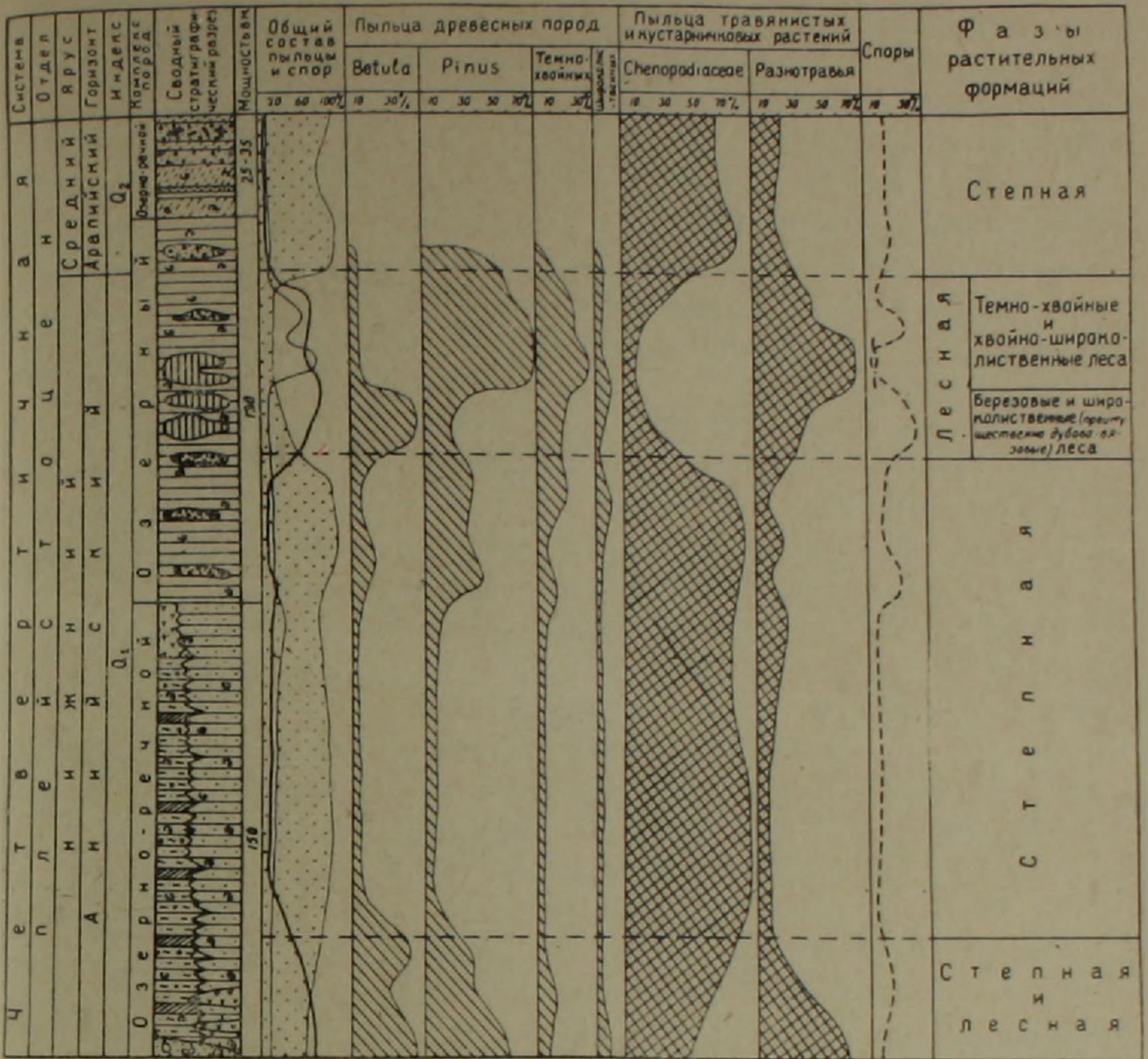
Анализ спорово-пыльцевых спектров современных отложений данной области показывает, что они в общем правильно отражают характер исходного растительного покрова и должны быть правдивы для древней флоры региона в целом.

Анализ полученных спорово-пыльцевых спектров древнеозерных отложений (фиг. 1) позволяет нам установить четыре последовательные фазы развития растительных формаций в рассматриваемой области. Снизу вверх эти фазы следующие: лесная и степная, степная, лесная, степная. Первые три фазы соответствуют времени существования окского оледенения на Русской равнине, а последняя—началу лихвинского межледниковья.

На наш взгляд, смена растительного покрова и изменения климата Закавказья в четвертичный —ледниковый период были связаны с историей оледенения Русской равнины и тем самым отражали общепланетарные изменения климата. В то же время, важным регулирующим фактором, очевидно, были и тектонические движения.

Если это так, то отложения, соответствующие времени окского оледенения, накапливались при относительно прохладной и влажной обстановке, характерной для условий плювиального режима. Причину увлажнения области мы видим в снижении температуры, в связи с наличием огромного окского ледникового щита на Русской равнине, в уменьшении, в этой связи, интенсивности испарения и в изменении баланса стока.

За указанное время наблюдается трехкратное колебание климата, соответствующее времени развития первых трех фаз растительных формаций. Вначале, в период развития лесной и степной фазы, климат рассматриваемой области был относительно прохладным и влажным. Растительность была подчинена вертикальной поясности. Степи располагались в нижнем поясе и были представлены, в основном, лебедовыми и разнотравьем. Леса располагались выше степей, основной древостой которых составляли: береза, сосна, ель. Из высших споровых растений в обоих поясах преобладали зеленые мхи и папоротники. В дальнейшем, в период развития степной фазы, климат области несколько потеплел и уменьшилась влажность. Леса постепенно исчезли и на смену им пришла



Фиг 1

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Фиг. 1. Схема изменения процентного состава пыльцы и спор наиболее характерных элементов растительного покрова Ширакской котловины в период накопления древнеозерных отложений. 1. Алевролиты. 2. Песчанисто-гравелито-галечные образования. 3. Алевриты. 4. Пески. 5. Глины различные. 6. Диатомовые глины. 7. Чередующиеся слои галечников, гравелитов, песчаных, алевритовых и глинистых пород. 8. Туфы вулканические. 9. Туфовые пески. 10. Туфопесчаники и туфогравелиты. 11. Туфоалевролиты. 12. Пемзовые породы. 13. Глинистые породы. 14. Лавовые горизонты. 15. Валунные конгломераты и конгломераты. 16. Пресноводная фауна. 17. Кости ископаемых млекопитающих. 18. Сумма пыльцы древесных растений. 19. Сумма пыльцы травянистых растений и кустарничков. 20. Сумма спор. 21. Споры папоротников. 22. Споры сфагновых мхов.

степная растительность, преобладающими компонентами которой были лебедовые и разнотравье. В период развития лесной фазы произошло новое похолодание и увлажнение области. В начале фазы преобладали

березовые и широколиственные (преимущественно дубово-вязовые) леса, затем темнохвойные (ель, пихта, тсуга) и хвойношироколиственные леса. Под пологом леса произрастали представители разнотравной растительности. Заметно увеличилась роль папоротниковых и появились сфагновые мхи.

Древнеозерные отложения, соответствующие времени лихвинского межледниковья, накапливались в гораздо более теплых и менее увлажненных условиях, чем предыдущие. Растительность была представлена степной формацией, где основными компонентами являлись лебедовые и разнотравье, а высшие споровые были представлены зелеными мхами и папоротниками.

Изучение погребенных почв, налегающих непосредственно на древнеозерные отложения, показало (Саядян, 1968), что они являются черноземовидными тяжело суглинистыми почвами сухих степей. Учитывая сравнительно малую мощность погребенных почв, следует предположить, что они образовались за сравнительно короткое время, в течение которого существенные климатические изменения маловероятны. Следовательно верхние горизонты древнеозерных отложений накапливались также в условиях сухостепного ландшафта.

Необходимо заметить, что экологические особенности некоторых видов фауны ленинканского фаунистического комплекса, найденной в верхних горизонтах древнеозерных отложений, не позволяют делать такого допущения. Как было отмечено выше, здесь наряду с представителями открытых степных пространств (*Camelus knoblochi*), характерных для резко континентального климата, имеются и лесные формы (*Deserhinus mercki*, *Palaeoloxodon antiquus*). Однако, известно, что фауна млекопитающих по сравнению с флорой является менее чувствительной к изменениям физико-географических условий. Носорог Мерка и его неременный спутник—палеолоксодонтный (лесной) слон, вероятно, вымерли в Закавказье не сразу с наступлением ксерофитных условий хазарского века, а продолжали обитать вместе с типичной для него фауной.

Таким образом, во время накопления древнеозерных отложений и погребенных почв, в рассматриваемой области устанавливаются четыре последовательные фазы развития растительных формаций, соответствующие двум основным этапам изменения климата, характеризующегося либо влажными, либо сухими условиями, иначе пльвиальной и межпльвиальной эпохам. В пльвиальную эпоху наблюдается трехкратное колебание климата: сначала относительно прохладные и влажные условия, затем потепление и уменьшение влажности, далее снова похолодание и увеличение влажности, а с наступлением межпльвиальной эпохи климат изменяется в сторону ксерофитности (табл. 1).

Отложения первоначальной и большей части второй стадии развития древнего Ширакского озера, мощностью около 270 м, соответствующие пльвиальной эпохе, состоят из нескольких разновозрастных свит и отдельных слоев. Наиболее детально из них изучена анийская свита, поэтому в целом эти отложения могут быть объединены под названием

Схема сопоставления древнеозерных отложений Ширакской котловины (Армения) с стратиграфическими подразделениями Европейской части СССР

Система	Отдел	Ярус	Ш и р а к с к а я к о т л о в и н а					
			Русская равнина (по К. К. Маркову, 1965)	Каспийское море (по П. В. Федорову, 1957)	Комплекс пород	Фауна млекопитающих	Фазы растительных формаций	Изменения климатических условий
			Горизонт					
Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я п л е й с т о ц е н	нижний	Окский	Анийский	Верхний озерно-речной	Ленинаканский фаунистический комплекс: Mammuthus trogontherii Pohl., Palaeoloxodon antiquus, Dicerorhinus mercki Jaeg., Camelus knoblochi Nehr., Bos primigenius Boj., Equus sp., Cervus sp.	Лесная темно-хвойные и хвойно-широколиственные леса березовые и широколиственные леса (преимущественно дубово-вязовые) Степная Лесная и степная	Арапийская межплувниальная эпоха Анийская плювиальная эпоха (относительно прохладные и влажные условия)	Потепление и уменьшение влажности Похолодание и увеличение влажности Потепление и уменьшение влажности Относительно прохладные и влажные условия
				Средний — озерный	Megaloceros sp.			
				Нижний озерно-речной				
		Средний	Арапийский	Верхний озерно-речной	Ленинаканский фаунистический комплекс: Mammuthus trogontherii Pohl., Palaeoloxodon antiquus, Dicerorhinus mercki Jaeg., Camelus knoblochi Nehr., Bos primigenius Boj., Equus sp., Cervus sp.	Степная	Арапийская межплувниальная эпоха	Потепление и уменьшение влажности
		Лихвинский	Гюргянский	Верхний озерно-речной	Ленинаканский фаунистический комплекс: Mammuthus trogontherii Pohl., Palaeoloxodon antiquus, Dicerorhinus mercki Jaeg., Camelus knoblochi Nehr., Bos primigenius Boj., Equus sp., Cervus sp.	Степная	Арапийская межплувниальная эпоха	Потепление и уменьшение влажности

Верхний плиоцен

анийского горизонта. Отложения верхней части второй и всей третьей стадии развития рассматриваемого древнего водоема, мощностью около 50 м, соответствующие межплювиальной эпохе, также состоят из отдельных свит и слоев, из которых наиболее детально изучена арапийская свита. В целом, они могут быть объединены под названием арапийского горизонта.

Соответственно этому возраст рассматриваемых древнеозерных отложений Ширакской котловины может определяться в пределах новых местных стратиграфических подразделений: анийский горизонт—арапийский горизонт; плювиальную эпоху рассматриваемой области можно назвать анийской, а межплювиальную—арапийской.

Ширакский разрез занимает очень удачное, можно сказать командное, положение на обширной территории Передней Азии и Закавказья. По палеоклимату плейстоцена Передней Азии существует очень мало фактов. Имеющийся материал обобщен в монографии К. К. Маркова и А. А. Величко (1967), показавших ритмичность плювиальных и межплювиальных эпох и отсутствие их хронологии. Наши определения, по-видимому, могут дополнить этот пробел.

Итак, Ширакский разрез, благодаря своему всестороннему изучению, приобретает большое стратиграфо-хронологическое и палеогеографическое значение и может явиться опорным среди разрезов континентальных толщ четвертичного периода не только Закавказья, но, вероятно, и всей Передней Азии.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 1.VII.1968.

### Յու. Վ. ՍԱՅԱԴՅԱՆ

## Շիրակի ջրբերդային կոնստենենսալ նոսվաժքների շիֆնաձին կարվաժքը անդրկովկասում

### Ա մ փ ո փ ու մ

1. Շիրակի հիմնային կտրվածքը գտնվում է Հայկական ՍՍՀ հյուսիս-արևմտյան մասում, Շիրակի գոգավորության սահմաններում, Այդ գոգավորության 300 մետրից ավելի հզորության հնեալձային նստվածքները բաժանվում են երեք իթոլոգիական կոմպլեքսների՝ ստորին լճա-գետային, միջին լճային և վերին լճա-գետային, որոնք համապատասխանում են Շիրակի հնագույն լճի զարգացման երեք ոտադրաններին:

2. Անդրկովկասում շրրորդական ժամանակաշրջանի իրադարձությունների զարգացումը պայմանավորված էր համամոլորակային երևույթներով և տեղական բնական պայմաններով:

Կլիմայական պայմանների փոփոխությունները սերտ կերպով կապված էին Ռուսակուն հարթավայրի սառցապատման ընթացքի, ինչպես նաև տեկտոնական շարժումների հետ:

3. Հնեալձային նստվածքների և թաղված հողերի կուտակման ժամանակաշրջանում, Շիրակի գոգավորության սահմաններում և հարակից շրջաններում:

րում առանձնացվում են բուսական ֆորմացիաների շորս հերթական ֆազաներ, որոնք համապատասխանում են կլիմայական պայմանների փոփոխման երկու հիմնական էտապներին՝ Ռուսական հարթավայրի Օկայի սառցապատմանը և իխվինի միջսառցապատմանը:

Այդ էտապները բնորոշվում են խոնավ կամ շոր պայմաններով, այլ կերպ պլյուվիալ կամ միջպլյուվիալ էպոխաներով: Պլյուվիալ էպոխայում դիտվում են կլիմայի հոսկի տատանումներ՝ սկզբում հարաբերական խոնավ և ցուրտ պայմաններ, այնուհետև տաքացում, խոնավության նվազում, հետագայում նորից ցրտեցում և խոնավության ավելացում, իսկ միջպլյուվիալ էպոխայի ժամանակաշրջանում կլիման փոփոխվում է դեպի բսերոֆիտացումը:

4. Ստորին լճա-գետային կոմպլեքսի նստվածքները և լճային կոմպլեքսի նստվածքների մեծ մասը, որոնք համապատասխանում են պլյուվիալ էպոխային կարելի է միավորել հորիզոն անվան տակ, իսկ լճային կոմպլեքսի վերին մասը և ամբողջ վերին լճա-գետային կոմպլեքսը, որը համապատասխանում է միջպլյուվիալ էպոխային, կարելի է միավորել առապիի հորիզոն անվան տակ:

5. Հնեալճային նստվածքների հասակը որոշվում է մեր կողմից ստացված տվյալների հանրագումարի հիման վրա (կաթնասունային ֆաունայով, դիատոմային ֆլորայով և ծաղկափոշու սպեկտրներով) նոր տեղական ստրատիգրաֆիական ստորաբաժանման սահմաններում որպես Անիի հորիզոն-առապիի հորիզոն:

Անիի հորիզոնի նստվածքները համապատասխանում են կասպյան սիեմայի Բաքվի նստվածքներին, առապիի հորիզոնները՝ գյուրգյանի նստվածքներին, իսկ Ռուսական հարթավայրի սիեմայով՝ Օկայի և իխվինի նստվածքներին:

6. Շիրակի կտրվածքը իր բազմակողմանի ուսումնասիրվածության շնորհիվ կարևոր ստատիգրաֆիական և հենաաշխարհագրական նշանակություն է ստանում շորրորդական կոնտինենտալ նստվածքների կտրվածքներում մեջ ու միայն Անդրկովկասում, այլև Մերձավոր Արևելքում:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
2. Авакян Л. А., Алексеева Л. И. Первая находка палеолоксодонтного слона в Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
3. Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. Изд. Наука, М., 1965.
4. Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн.: Геохимия кремния. Изд. Наука, М., 1966.
5. Лейе Я. Б., Ширинян К. Г. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. Тр. Арм. геол. упр. № 1, 1957.
6. Марков К. К. Район Ереванского ледникового щита. В кн.: Четвертичный период, т. I, изд. МГУ, М., 1965.
7. Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. III, изд. МГУ, М., 1967.
8. Пидопличко И. Г. Новый метод определения геологического возраста ископаемых костей четвертичной системы. Изд. АН УССР, Киев, 1952.

9. Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Кисатиби Ахалцихского района Грузинской ССР. Диатомовый сборник. Изд. Ленинградского ун-та, 1953.
10. Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. Диатомовый сборник. Изд. Ленинградского ун-та, 1953.
11. Саядян Ю. В. Погребенные почвы Ширакской котловины. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
12. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.

УДК 552.14(479.25)

А. А. САДОЯН, В. А. АГАМАЛЯН

## О НЕКОТОРЫХ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗДАНСКОЙ РАЗВЕДОЧНОЙ ПЛОЩАДИ

В осадочных толщах с глубиной залегания, как известно, наблюдается постепенное изменение физико-механических и литологических свойств пород. В настоящей статье авторы попытались выяснить характер некоторых изменений пород с глубиной и причины их образования на примере кернового материала скважин Разданской разведочной площади. Здесь пробурены 13 глубоких скважин, из коих 12 вскрыли отложения олигоцена и эоцена (преимущественно верхнего эоцена) и только скв. 14—Раздан, помимо палеогена и верхнего мела, вошла в сильно уплотненные породы палеозоя и здесь была приостановлена на глубине 2586 м.

В разрезах указанных скважин, кроме четвертичных и неогеновых пород, выявлены отложения шорахбюрской (нижний-средний олигоцен), терригенно-флишевой (средний-верхний эоцен), туфогенно-флишевой (средний эоцен) свит, терригенно-карбонатные флишевые отложения нижнего эоцена—дания, карбонатные породы верхнего мела и терригенные отложения палеозоя\*.

### I. Характер изменения цемента песчано-алевритовых пород с глубиной

В песчаниках и алевролитах шорахбюрской свиты встречаются глинистый и карбонатный минеральные цементы. Преобладают породы с глинистым цементом, обычно с небольшой примесью карбонатного материала. По количеству цемента и способу цементации выделяются следующие типы цемента: базальный (составляет приблизительно 23% всех типов цемента), поровый (41%), контактово-пленочный (4%), порово-пленочный (22%) и базально-поровый (10%).

В флишевой свите отмечаются глинистый, карбонатный, глинисто-карбонатный, карбонатно-глинистый цементы песчано-алевритовых пород с преобладанием глинистого (77%).

Поровый цемент составляет 50%, базально-поровый—20%, базальный—25%, контактово-пленочный—5% всех типов цемента песчаников и алевролитов этой свиты.

---

\* Сравнительно полные данные о литологии и коллекторских свойствах пород палеогена и частично верхнего мела приведены в статьях Садояна А. А. (1965, 1967).

В туфогенно-флишондной свите среднего эоцена отмечаются глинисто-хлоритовый (туфогенный) и карбонатный типы цемента. Цементация преимущественно базальная, реже поровая и порово-пленочная. В терригенно-карбонатной флишевой свите резко преобладает карбонатный цемент базального типа. В песчано-алевритовых породах терригенной толщи палеозоя встречаются серицитово-хлоритовый и кремнистый цементы с преобладанием первого. Здесь выделяются контактово-пленочный, поровый, порово-пленочный цементы с преобладанием первого. В аркозовом песчанике, на глубине 2584—2586 м, цемент преимущественно кремнистый, но часто встречаются участки без цемента, с эпигенетическим срастанием зерен.

Сравнение цементов терригенных пород палеогена и палеозоя показывает, что с возрастанием глубин залегания, а также возраста отложений наблюдается по разрезу (сверху вниз):

- а) увеличение содержания кремнистого цемента;
- б) резкое уменьшение базального и порового и увеличение порово-пленочного и контактово-пленочного типов цемента;
- г) в самой нижней части разреза отмечаются участки песчано-алевритовых пород почти без цемента—с цементацией срастания зерен.

## II. Характер контактов зерен

Признаками уплотнения песчано-алевритовых пород являются: число длинных, вогнуто-выпуклых контактов зерен, наличие микростилолитов, конформных и инкорпорационных структур (I. M. Taylor (1950), A. B. Копелювич (1960, 1965), В. П. Якушев и Н. В. Смирнова (1965) и др.).

Сверху вниз по разрезу скважин в породах наблюдается возрастание уплотнения упаковки зерен, что особенно заметно на примере терригенных отложений палеозойского возраста. Так, в шлифах песчано-алевритовых пород шорахбюрской свиты встречаются 1—2 длинных контакта, причем частота встречаемости шлифов с зернами, имеющими длинные контакты, очень низкая; в флишевой свите число длинных контактов зерен обычно 2—3 на один шлиф, в нижней части свиты 3—4, а частота встречаемости таких шлифов приблизительно составляет 15% (фиг. 1).

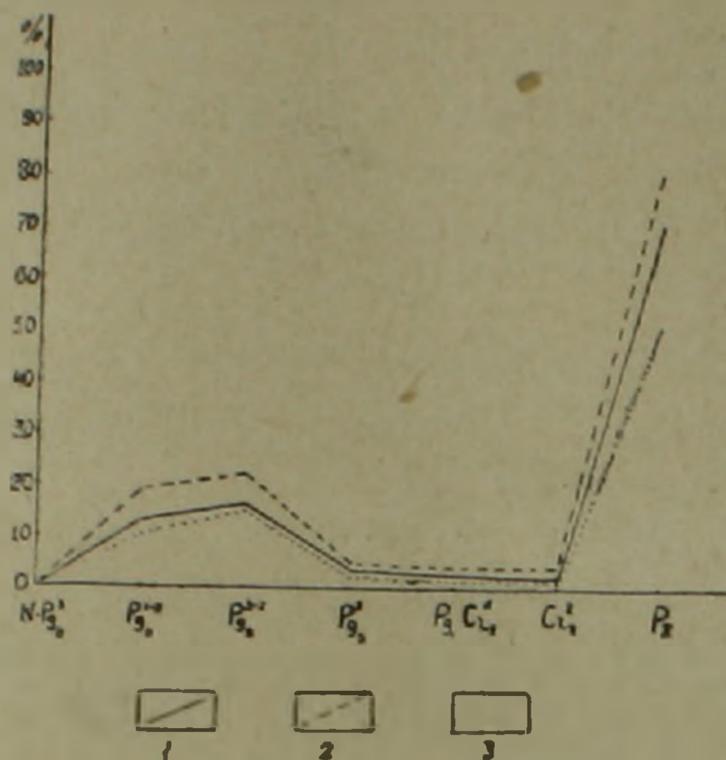
В породах обеих свит преобладают короткие и точечные контакты зерен.

В туфогенно-флишондной, терригенно-карбонатной флишевой свитах длинные контакты очень редки и единичны, а в карбонатных породах верхнего мела они отсутствуют, так как в них преобладает базальный цемент.

Приблизительно такой же порядок частоты встречаемости по разрезу отмечается для вогнуто-выпуклых контактов зерен и микростилолитов.

В терригенной толще палеозоя резко увеличивается число вогнуто-

выпуклых и длинных контактов зерен, с преобладанием первых. Часто встречаются микростилолиты (фиг. 2). В разрезе этой толщи частота встречаемости шлифов пород с вогнуто-выпуклыми контактами зерен составляет 80%, с длинными контактами—70%, а с микростилолитовыми швами—50%.

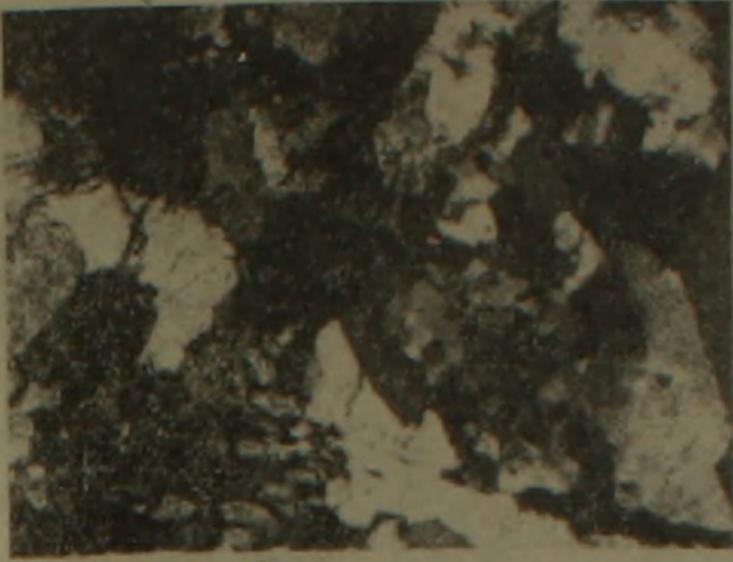


Фиг. 1. Кривая частоты встречаемости. 1 — длинных контактов, 2 — вогнуто-выпуклых контактов, 3 — микростилолитов.

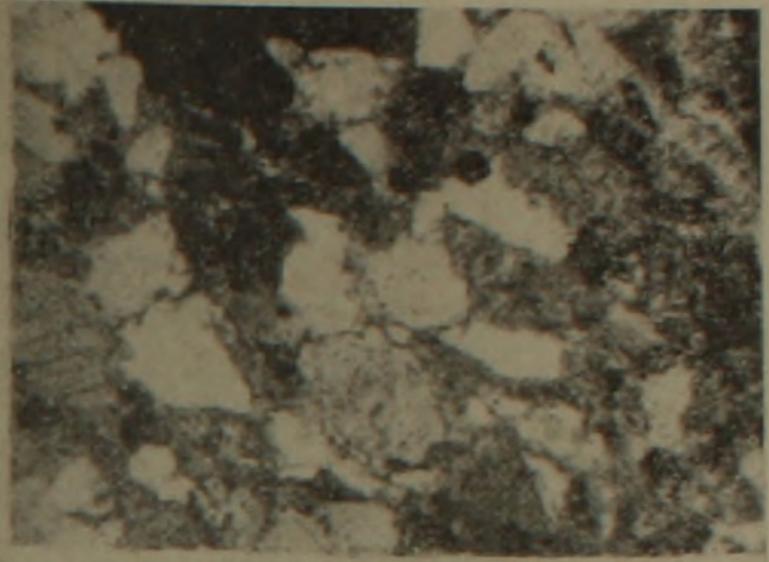
Анализ контактов зерен показывает, что с возрастанием глубин залегания и возраста пород число длинных, вогнуто-выпуклых контактов зерен и микростилолитов увеличивается. Следовательно, свободное пространство между зернами терригенных пород уменьшается и плотность их упаковки увеличивается. И, действительно, значения пористости и проницаемости пород палеозоя очень низкие. Полная пористость песчаников и алевролитов колеблется от 0,86 до 5,9%; открытая пористость от 0,29 до 2,59%, а газопроницаемость обычно ниже 0,1 миллидарси. Трещинная проницаемость, определенная микроскопическим методом, не превышает 10 миллидарси.

Таким образом, то парадоксальное явление, что с общим уменьшением содержания цемента коллекторские свойства пород в терригенных отложениях палеозоя ухудшаются, связано со значительным уплотнением упаковки зерен, их срастанием и сокращением порового объема пород. На уменьшение порового пространства пород резко влияет также другой фактор—растворение минерального вещества на стыках выступов контактирующих зерен, где давление между ними значительно высоко, и заполнение растворенного материала на участках с меньшим давлением. Это явление сверху вниз по разрезу увеличивается и получает широкое распространение в нижней части терригенной толщи палеозоя\*. Здесь часто кварц или полевои шпат образуют каемки (иногда неполные каемки) вокруг тех же зерен кварца или полевои шпата (фиг. 3).

\* Растворение давлением может происходить также под влиянием тангенциальных сил.



Фиг. 2



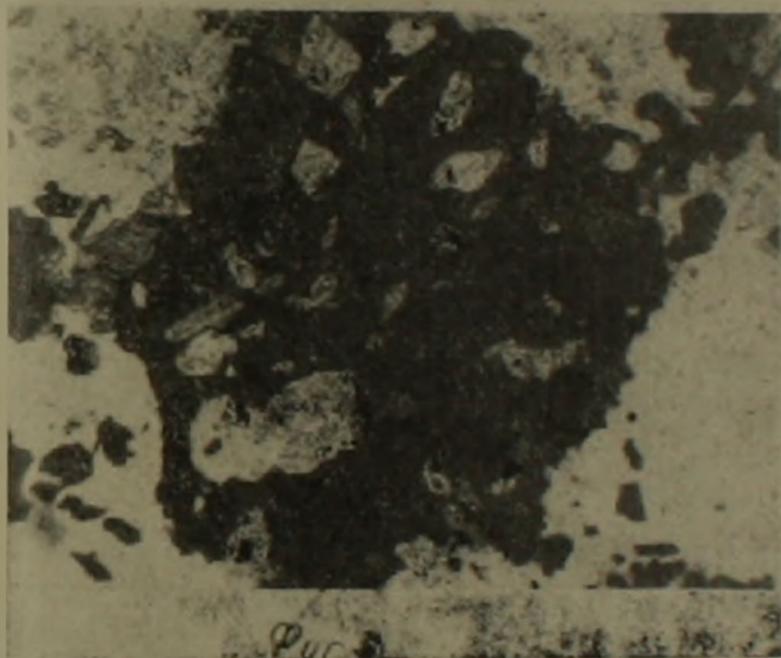
Фиг. 3



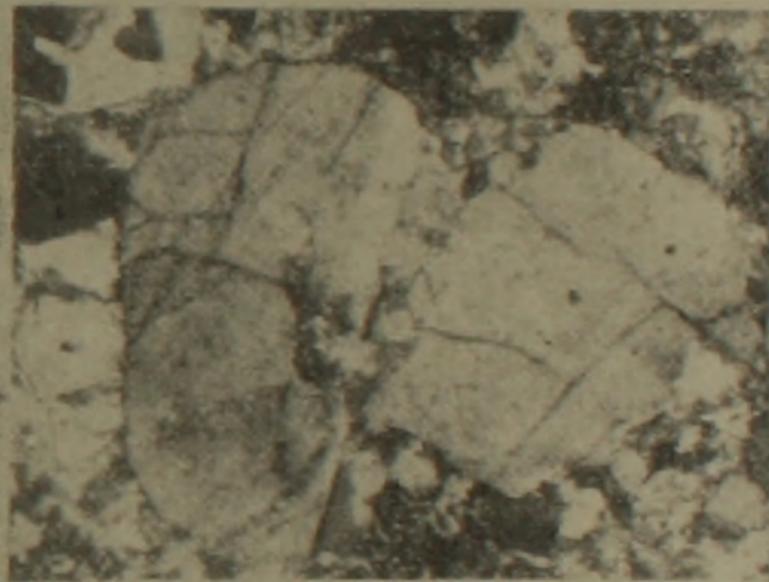
Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 2. Длинные, вогнуто-выпуклые контакты зерен, микростилолитовый шов и инкорпорационная структура зерен. Обр. 2226, гл. 2584—2286 м. Палеозой. Увел. 90. С анализатором.

Фиг. 3. Новообразованная кварцевая каемка кварцевого зерна. Песчаник аркозовый. Обр. 2222, гл. 2555—2558 м. Палеозой. Увел. 90. С анализатором.

Фиг. 4. Внедрение зерен (инкорпорационная структура). Песчаник полимиктовый. Обр. 488, гл. 1950—1962 м. Средний-верхний эоцен. Увел. 90. С анализатором.

Фиг. 5. Гидратизированные, деформированные червовидные пластинки биотита. Песчаник полимиктовый. Обр. 453, гл. 1501—1503. Средний-верхний эоцен. Увел. 90. Без анализатора.

Фиг. 6. Участок аркозового песчаника, сцементированный пиритом. Обр. 2211а, гл. 2430—2432 м. Палеозой. Увел. 90. Без анализатора.

Фиг. 7. Трещиноватые зерна полевого шпата, корродированные и заполненные кальцитом. Обр. 485, гл. 1917—1930 м. Средний-верхний эоцен. Увел. 90. С анализатором.

На контактах кварца и полевого шпата обычно частично сглаженный выступ кварцевого зерна расположен в вогнутом участке полевого шпата.

В шорахбюрской и флишевой свитах изредка наблюдаются внедрения почти не сглаженных выступов кварца в обломки пород (фиг. 4).

Одним из индикаторов эпигенетических изменений терригенных пород, как отмечает А. В. Копелювич (1965), является биотит. Сверху вниз по разрезам глубоких скважин Разданской площади наблюдается заметное уменьшение содержания биотита и почти полное его исчезновение. Если в шорахбюрской и флишевой свитах содержание биотита в тяжелых фракциях пород колеблется в пределах 1—30%, чаще 4—6%, в туфогенной флишондной—0—20%, чаще 1—2%, а в терригенно-карбонатной свите и в карбонатных породах верхнего мела часто не превышает одного процента, то в терригенной толще палеозоя биотит почти отсутствует. С глубиной залегания пород наблюдается обесцвечивание буровато-коричневого биотита, ослабление четкости плеохроизма до полной его потери, деформация пластинок (фиг. 5). Биотит в основном переходит в гидрослюды и частично в хлориты.

Сверху вниз по разрезу терригенных отложений наблюдается также постепенное увеличение содержания серицита и хлорита. Пирит отмечается во всем разрезе со сравнительно большими содержаниями в терригенных отложениях. Как известно, с глубиной залегания пород, особенно в зоне глубинного эпигенеза, среда становится более восстановительной. В терригенной толще палеозоя пирит имеет широкое распространение и в основном встречается в виде эпигенетических образований. Часто наблюдаются прожилки пирита, причем последний в одном образце четкообразно заполняет осевую часть актинолитовых прожилков. Отмечаются также скопления пирита в агрегатах с зернами кварца, полевого шпата и актинолита (фиг. 6). Вероятно, здесь пирит является образованием более поздним, чем актинолит.

Содержание актинолита незначительно в верхней части разреза (в палеогене), где этот минерал в основном обломочный, и заметно повышается в терригенной толще палеозоя, образуя аутигенные скопления и прожилки.

В различных частях разреза терригенной толщи палеозоя наблюдаются пирит-актинолит-кварцевые гнезда и ветвящиеся прожилки толщиной 1—3 мм, пронизывающие разнообразные породы (аркозовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы) как по слоистости, так и вкрест нее. Эти прожилки часто дают слепые, пальцевидные окончания. Центральные (осевые) части прожилков обычно сложены линейно-вытянутыми агрегатами волокнистого актинолита и пирита, с примесью хлорита, сфена и в некоторых случаях диопсида. По обе стороны от этих агрегатов развит ореол осветления псевдогранобластовой структуры, сложеной 0,2 мм изометричными зернами кварца, халцедона и альбита с вкрапленностью сфена. Часто в ассоциации с указанными образованиями встречается турмалин, реже эпидот, цонзит.

Таким образом, налицо явление окремнения и альбитизации с выделением пирита и актинолита.

В разрезе терригенных толщ карбонатизация развита в основном в отложениях палеогена и сравнительно слабо в терригенной толще палеозоя. Кальцит нередко образует базальный цемент пород или заполняет отдельные пустоты и трещины.

Наблюдается частичное разъедание и замещение зерен кварца и полевого шпата карбонатом (фиг. 7).

Окремнение и альбитизация пород, как уже отмечено выше, преимущественно развиты в терригенной толще палеозоя. Цеолитизация (цеолит заполняет мелкие пустоты пород) наблюдается главным образом в песчано-алевритовых породах палеогена.

На основании вышензложенного можно заключить, что палеогеновые отложения претерпели изменения, характерные для начальной стадии эпигенеза.

Породы вскрытой части разреза терригенной толщи палеозоя сохранили свой осадочный облик и находятся в поздней, глубинной стадии эпигенеза.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 17.VI.1968.

Հ. Ա. ՍԱԴՈՅԱՆ, Վ. Ա. ԱՂԱՄԱԼՅԱՆ

ՀՐԱԶԴԱՆԻ ՀԵՏԱԽՈՒՋԱԿԱՆ ԴԱՇՏԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆՅԱՆ ԵՎ ՊԱԼԵՈԶՈՅԱՆ ՏԵՐՐԻԳԵՆ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՀԵՏՍԵԴԻՄԵՆՏԱՑԻՈՆ ՈՐՈՇ ՎԵՐԱՓՈԽՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Նստվածքային հաստվածքներում ըստ տեղադրման խորության աճման նկատվում է ապարների ֆիզիկո-մեխանիկական և լիթոլոգիական հատկանիշների փոփոխություն:

Հրապրանի հետախուզական դաշտի խորը հորատանցքերով կտրված պալեոգենյան և պալեոզյան տերիգեն նստվածքների ուսումնասիրության հիման վրա հեղինակները աշխատել են ըստ խորության բացահայտել՝

1. Ավազաքարա-ալերոլիտային ապարների ցեմենտի փոփոխության բնույթը.

2. Ավազաքարա-ալերոլիտային ապարների հատիկների կոնտակտների բնույթը.

3. Միներալային փոփոխությունների բնույթը:  
Պալեոգենյան և պալեոզյան տերիգեն ապարների ցեմենտների համեմատությունը ցույց է տալիս, որ ըստ խորության և ըստ նստվածքների հասակի աճման նկատվում է՝

- ա) կայծքարային ցեմենտի քանակության ավելացում.
- բ) բաղալ և ծակոտիային տիպի ցեմենտների պակասեցում և ծակոտիա-ա-թաղանթային և կոնտակտ-թաղանթային ցեմենտների ավելացում:

դ) ուսումնասիրված կտրվածքի ստորին մասում ավազա-ալերիտային ապարներում հանդիպում են առանձին տեղամասեր առանց ցեմենտի միայն հատիկների հարակցումով:

Հատիկների կոնտակտների ուսումնասիրությունը ցույց է տալիս, որ ապարների տեղադրման խորության և նրանց հասակի աճման հետ հատիկների երկար, գոգավոր ուռուցիկ կոնտակտների և միկրոստիլոլիտների թիվը աճում է: Տրիզեն ապարների կտրվածքներում վերից վար նկատվում է բիոտիտի և կարբոնատների քանակության պակասեցում ու սերիցիտի, քլորիտի, կայծքարի, սկտինոլիտի քանակի ավելացում և մի շարք ավելի քիչ տարածված միներալային փոփոխություններ:

Կատարված հետազոտությունների հիման վրա եզրակացվում է, որ պալեոգենյան նստվածքները կրել են այնպիսի փոփոխություններ, որոնք բնորոշ են էպիգենետի սկզբնական ստադիային:

Պալեոգոյի տերիգեն հաստվածքի ապարները պահպանել են իրենց նրստվածքային տեսքը և գտնվում են ուշ, խորքային էպիգենետի ստադիայում:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. Известия АН СССР, серия геол., № 4, 1960.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Известия АН СССР, сер. геол. № 6, 1961.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада русской платформы. Изд. Наука, 1965.
- Садоян А. А. Петрофизические особенности палеогеновых песчано-алевритовых пород Разданской площади. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XVIII, № 2, 1965.
- Садоян А. А. Особенности изменения коллекторских свойств пород палеоген-верхнего мела Разданского прогиба. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 3, 1967.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, 1960.
- Якушев В. П., Смирнова Н. В. Результаты экспериментальных исследований по уплотнению и цементации песчаных коллекторов. В кн.: Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений. Изд. Наука, 1964.
- I. M. Taylor. Fore space reduction in sandstones-Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist 1950. Vol. 34. № 4.

УДК 552.1

С. Г. ГАМБАРЯН, С. Д. ЧЕТВЕРИКОВ

ЗАКРИСТАЛЛИЗОВАННЫЕ РАСПЛАВЫ В СИСТЕМЕ  
MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> С ДОБАВКОЙ Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Химический состав исследуемых образцов в системе MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> с добавкой Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> получен путем замещения содержания кордиерита на 5, 10, 20, 30, 40 и 50 мол. % нормативным хромовым кордиеритом—Mg<sub>2</sub>Cr<sub>4</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>18</sub> [1, 2] в опорных составах, расположенных в системе MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> в поле первичной кристаллизации кордиерита и в пограничных с ним участках полей первичной кристаллизации других фаз.

Расчетный минеральный состав исходных образцов и весовые количества окиси хрома, при замещении в составах минимального (5%) и максимального (50%) количества магниевого кордиерита на хромовый кордиерит, приведены в табл. 1.

Таблица 1

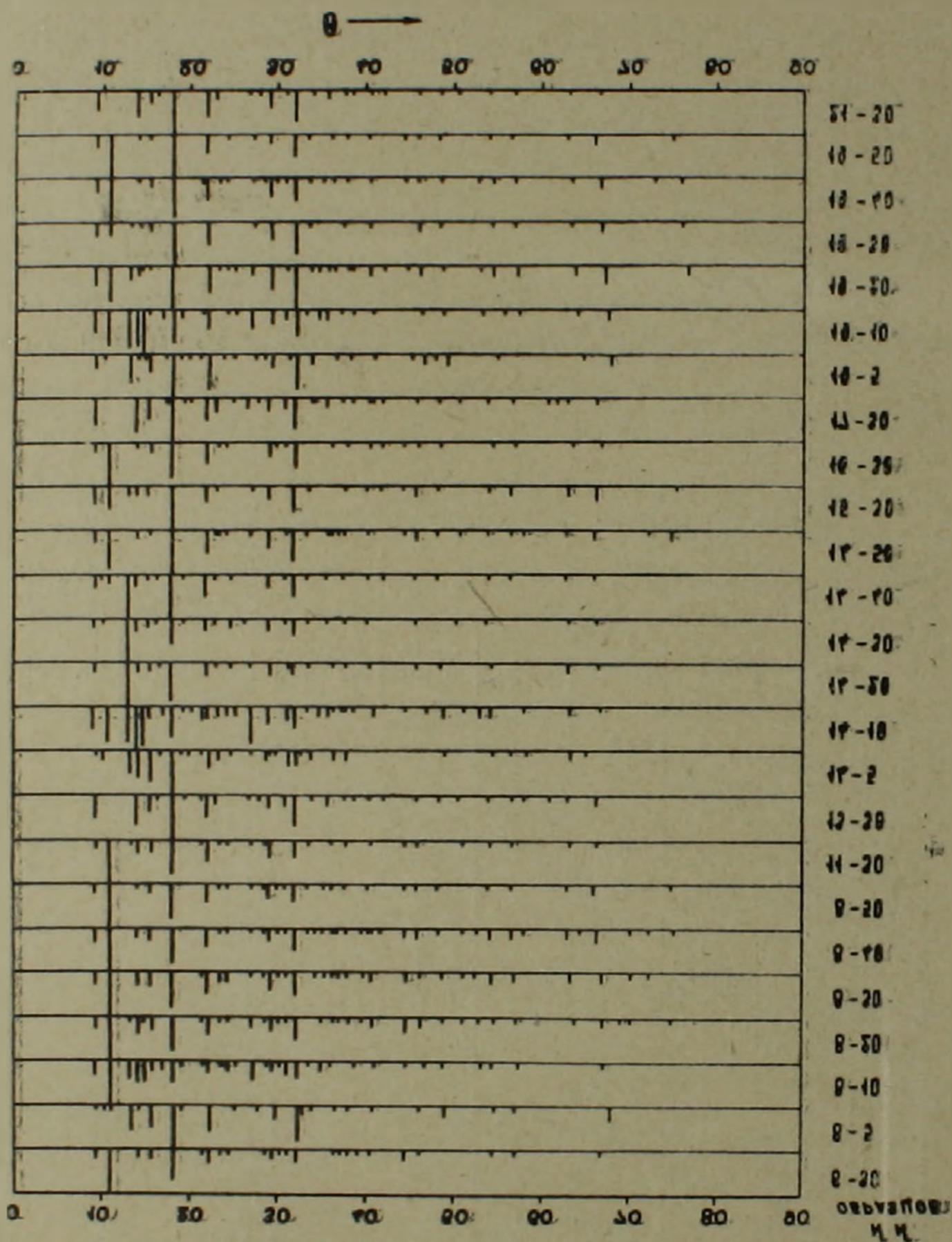
Расчетный минеральный состав исследуемых образцов

№ образцов	Расчетный минеральный состав, мол.%						Содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (вес. %), при замещении Mg—Cord	
	Cord	En	Q	Fo	Sp	Mull	на 5% Cr—Cord	на 50% Cr—Cord
1	52,31	34,41	13,28	—	—	—	1,36	13,03
2	69,70	1,98	28,32	—	—	—	1,74	16,53
3	92,00	—	—	4,50	3,50	—	2,41	22,51
4	63,24	19,82	—	16,94	—	—	1,66	16,12
5	58,67	36,67	—	4,66	—	—	1,56	14,89
6	65,56	3,53	30,91	—	—	—	1,63	15,58
7	52,17	28,83	19,00	—	—	—	1,34	12,88
8	64,39	14,20	21,41	—	—	—	1,63	15,58
9	74,78	—	24,29	—	—	1,03	1,87	17,75
10	51,24	38,95	9,81	—	—	—	1,34	12,88
11	63,29	24,51	12,20	—	—	—	1,63	15,58
12	75,57	9,91	14,52	—	—	—	1,87	17,81
13	50,42	48,47	1,11	—	—	—	1,34	12,88
14	62,17	34,64	3,19	—	—	—	1,63	15,58
15	74,29	20,23	5,48	—	—	—	1,87	17,81
16	86,61	5,68	7,71	—	—	—	2,21	20,82
17	61,15	22,95	—	15,90	—	—	1,63	15,58
18	72,94	17,16	—	9,90	—	—	1,87	17,81
19	85,10	11,58	—	3,32	—	—	2,21	20,82
20	97,66	1,38	0,96	—	—	—	2,52	23,42
21	59,60	—	—	40,10	0,30	—	1,62	15,44
22	68,00	—	—	29,94	2,06	—	1,83	17,31
23	76,50	—	—	19,62	3,88	—	2,03	19,15
24	85,45	—	—	8,78	5,77	—	2,24	21,02

Химический состав хромсодержащих образцов в исследуемой области системы MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> варьирует в пределах (вес. %): MgO—9,41—29,34; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—8,62—32,91; SiO<sub>2</sub>—44,66—67,63 и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—1,62—23,42.

Кристаллизация хромсодержащих расплавов осуществлялась путем понижения температуры в силитовой печи со скоростью  $12-13^\circ$  в час после выдержки при максимальной температуре  $1550^\circ\text{C}$  в течение 1 часа.

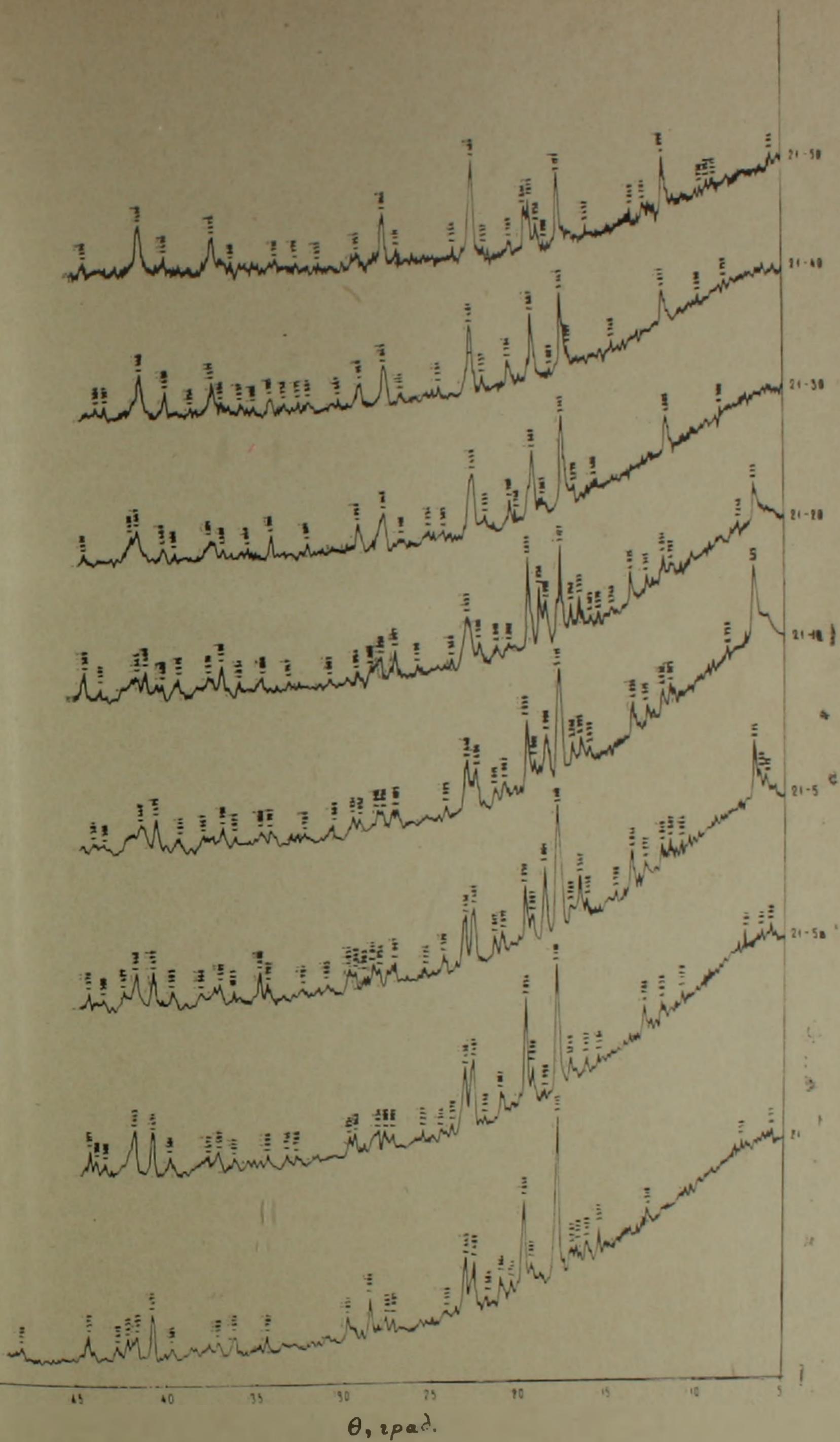
Закристаллизованные хромсодержащие расплавы подвергались микроскопическому исследованию. Для некоторых образцов проведен также рентгенофазовый анализ, на основании чего построена диаграмма межплоскостных расстояний продуктов кристаллизации этих образцов (рис. 1). На рис. 2 приводятся результаты рентгенофазового анализа



Фиг. 1. Диаграмма межплоскостных расстояний продуктов кристаллизации в системе  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{Cr}_2\text{O}_3$  ( $\text{CuK}\alpha$ -излучение).

хромсодержащих образцов состава 21 с целью обнаружения изменения фазового состава хромсодержащих образцов в зависимости от исходного соотношения Mg- и Cr-кордиеритовых составляющих.

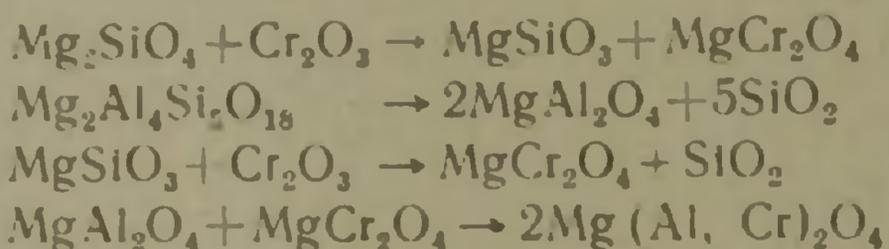
Микроскопические и рентгенографические исследования закристаллизованных образцов показывают, что уже небольшие добавки окиси хрома способствуют образованию в них твердого раствора шпинели:



Фиг. 2. Влияние  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  на фазовый состав образцов в системе  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  ( $\text{FeK}_\alpha$ -излучение).

( $MgAl_2O_4$ ) и пикрохромита ( $MgCr_2O_4$ ). Присутствие небольших добавок окиси хрома способствует образованию относительно равновесных условий кристаллизации исследуемых расплавов. Фазовый состав закристаллизованных расплавов при 5%-ном замещении кордиерита на нормативный Cr-кордиерит близок к расчетному минеральному фазовому составу. Помимо шпинелевой фазы в них присутствуют кордиерит ( $\alpha$ -форма) и энстатит (обе фазы во всех образцах), кристобалит (в обр. 6—5)\*, форстерит (21—5), муллит и небольшое количество стекла (9—5, 16—5 и 20—5).

Увеличение в образцах Cr-кордиеритовой составляющей увеличивает содержание шпинелевой фазы, что сопровождается постепенным уменьшением и исчезновением последовательно форстеритовой, кордиеритовой и энстатитовой фаз и появлением кристобалита в образцах исследуемой области системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$ . Установление равновесия в системе, при образовании твердого раствора  $Mg(Al, Cr)_2O_4$ , можно представить в виде следующих реакций:



Состав твердого раствора шпинели легко определяется рентгенофазовым анализом по промежуточным значениям межплоскостных расстояний некоторых основных линий крайних членов ряда твердого раствора шпинель-пикрохромит ( $d=4,66; 2,43; 2,01; 1,55; 1,426 \text{ \AA}$ , для  $MgAl_2O_4$  и  $d=4,80; 2,51; 2,08; 1,602; 1,473 \text{ \AA}$ , для  $MgCr_2O_4$ , [3]). Результаты такого определения показывают, что в исследуемой области системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$  содержание пикрохромита колеблется в пределах от 15 до 60 мол. %.

Приведенные в работе рентгенограммы четко фиксируют изменение фазового состава образцов в зависимости от соотношения в них составляющих Mg- и Cr-кордиеритов (фиг. 1 и 2).

Область образцов шпинель-кристобалитового состава начинается в составах со сравнительно большим расчетным содержанием кремнезема и расширяется при увеличении в образцах содержания Cr-содержащей кордиеритовой составляющей, охватывая область составов с большим расчетным содержанием форстерита и энстатита. Образцы с 50%-ным замещением Mg-кордиерита на хромовый можно разбить на 3 группы: 1. шпинель-кристобалитовая, 2. шпинель-энстатит-кристобалитовая, 3. шпинель-энстатитовая.

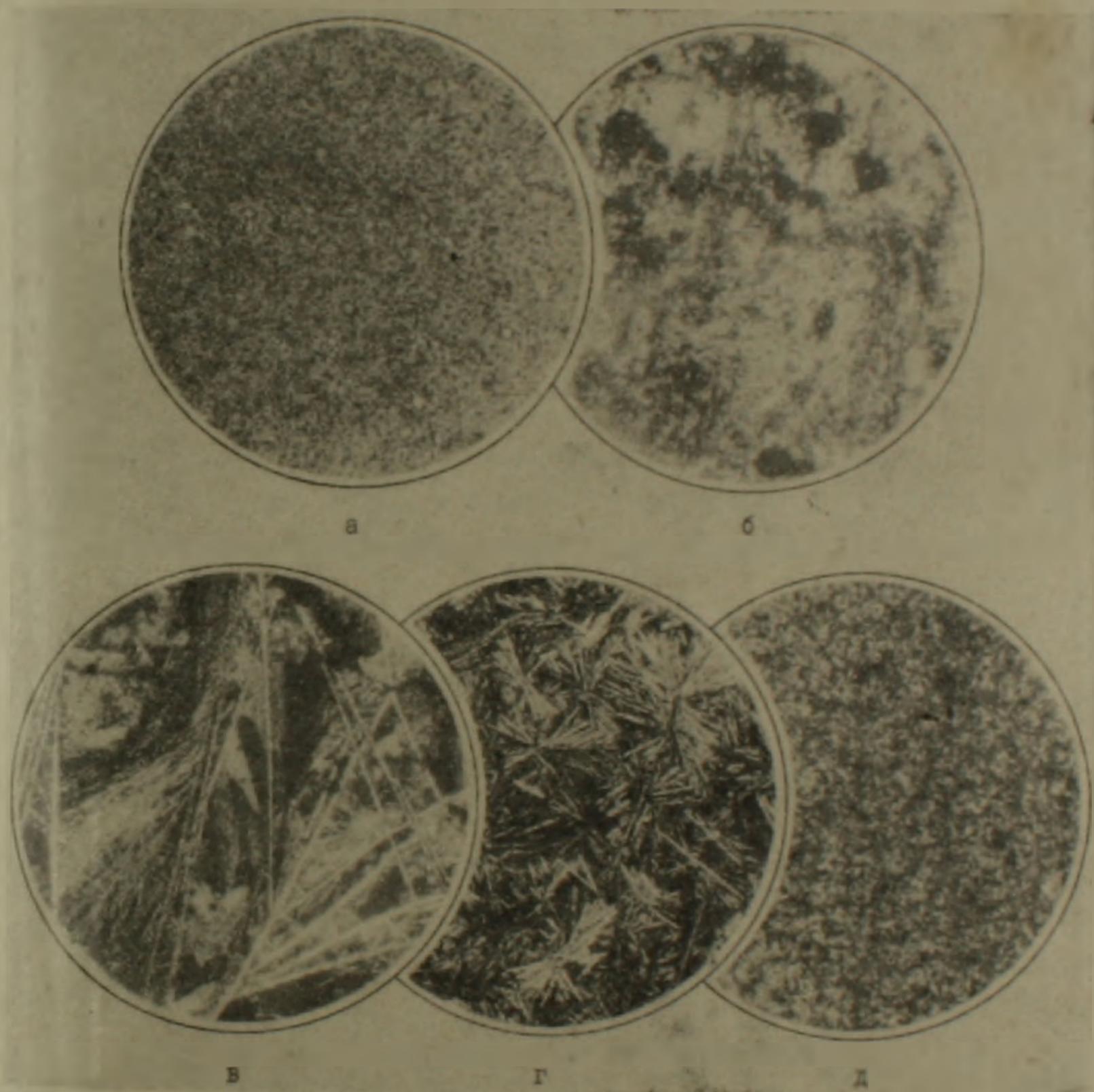
Шпинель-кристобалитовая группа образцов занимает область составов, лежащих в верхней и правой частях поля кордиерита и граничных с ним участках полей муллита и кристобалита (составы 6, 2, 9.

\* В номерах образцов цифра через черточку обозначает расчетное замещенное количество кордиерита в исходных составах на нормативный Cr-кордиерит (в мол. %).

8, 7, 12, 15, 16, 19, 20, 3 и 24). Образцы второй шпинель-энстатит-кристобалитовой группы занимают небольшой участок в области составов 1, 10, 11 и 14. Третья—шпинель-эстатитовая группа образцов занимает область составов, лежащих вблизи эвтектических составов 4 и 5, в полях первичной кристаллизации клиноэнстатита, форстерита, шпинели и кордиерита.

Кристаллические фазы, образующиеся в исследуемой области системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$ , характеризуются следующими основными данными:

Шпинель-изотропные зерна розового цвета,  $n = 1,750-1,950$  (фиг. 3а, б, д).



Фиг. 3. Микрофотографии фазового состава продуктов кристаллизации в части системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$ : а — мелкие зерна шпинели (николи —, ув. 44X); б — кордиерит с мелкими включениями шпинели; в — длиннопризматические кристаллы форстерита с энстатитом; г — радиально-лучистые и призматические образования энстатита (б, в, г—николи +, ув. 21X); д — чешуйки кристобалита в массе шпинели (николи +, ув. 44X).

Кордиерит (индиалит)—ксеноморфные зерна, двуосный, отрицательный;  $2V \approx 0^\circ$ ,  $n_x = 1,528$ ,  $n_p = 1,524$  (фиг. 36).

Форстерит—встречается в виде длиннопризматических кристаллов, двуосный, положительный;  $2V \approx 90^\circ$ ;  $n_g = 1,670$ ,  $n_p = 1,638$  (фиг. 3в).

Энстатит—образует радиально-лучистые и перистые формы роста, а также мелкие призматические кристаллы, двуосный, положительный;  $25V \approx 75^\circ$ ,  $r < V$  (четкая);  $n_g = 1,666$ ,  $n_p = 1,659$  (фиг. 3в, г).

Кристобалит—встречается в виде мелких зерен и крестообразных двойников;  $n_g = 1,487$ ,  $n_p = 1,484$  (фиг. 3д).

### В ы в о д ы

1. Синтезирован ряд образцов в системе  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  с добавкой  $Cr_2O_3$ .

2. На основании микроскопического и рентгенофазового анализов обнаружено, что добавка окиси хрома в исследуемой области системы приводит к образованию непрерывного ряда твердых растворов шпинель-пикрохромит, а также кристобалита. Образование этих фаз сопровождается постепенным уменьшением и исчезновением в образцах форстерита, кордиерита и энстатита.

3. Полученные результаты могут быть использованы для идентификации фазового состава четырехкомпонентной системы  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-Cr_2O_3$ , имеющей важное петрогенетическое значение для ультрабазитов, габброндов, чарнокитов и роговиков, а также в ряде отраслей промышленности алюмосиликатных технических материалов (новообразования шпинелидов при влиянии катионов хрома могут быть нуклеаторами при кристаллизации алюмосиликатного расплава).

Институт химии  
ЕРНИИХИМ

Поступила 20.11.1968,

Ս. Գ. ՂԱՄԲԱՐՅԱՆ, Ս. Դ. ՉԵՏՎԵՐԿՈՎ

ԲՅՈՒՐԵՂԱՅՐԱԾ ՀԱՆՈՑՔՆԵՐԸ  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  ՍԻՍՏԵՄՈՒՄ  $Cr_2O_3$ -Ի ԱՎԵԼԱՑՈՒՄՈՎ

Ա. մ. փ. ո. փ. ո. մ.

Էքսպերիմենտալ եղանակով ուսումնասիրված են  $Cr_2O_3$ -ի ավելացման արդյունքները այն բաղադրություններում, որոնք  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  սիստեմում գտնվում են կորդիերիտի առաջնային բյուրեղացման դաշտում, ինչպես նաև ուրիշ ֆազաների առաջնային բյուրեղացման դաշտերի կորդիերիտին սահմանակից տեղամասերում:

Միկրոսկոպիկ և ռենտգենաֆազային անալիզների հիման վրա հայտնաբերված է, որ  $Cr_2O_3$ -ի ավելացումը  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  սիստեմի ուսումնասիրված հատվածում պատճառ է հանդիսանում շպինել-պիկրոքրոմիտ անրնգմեջ շարքի պինդ լուծույթների ինչպես նաև կրիստոբալիտի առաջացմանը:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гамбарян С. Г., Батанова А. М., Четвериков С. Д. Исследование стекол в системе  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . «Промышленность Арменин», № 3, 1967.
2. Warshaw G., Keith M. L. Solid solution and chromium oxide loss in part of the system  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ . J. Amer. Ceram. Soc., 37, no 4, 161-168, 1954.

УДК 553.311 (479-25)

Л. Б. САРУХАНИЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АБОВЯНСКОГО  
АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Абовянское апатит-магнетитовое месторождение по характеру оруденения, возрасту и геологическим условиям залегания является уникальным среди железорудных месторождений Армянской ССР и занимает обособленное положение среди апатит-магнетитовых месторождений Советского Союза.

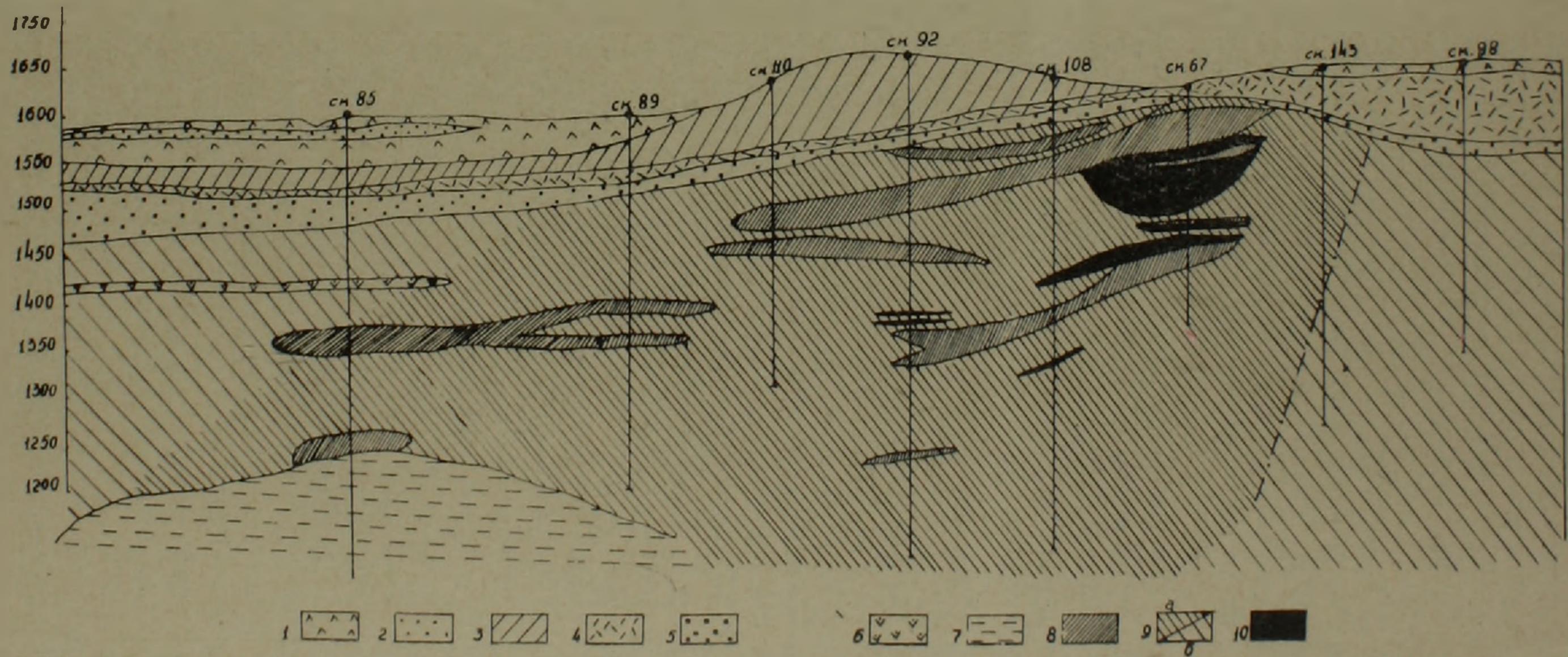
Имеющиеся на данном этапе представления о генезисе Абовянского месторождения сводятся в основном к установлению связи оруденения с предполагаемыми интрузиями, залегающими на большой глубине и не вскрытыми ни эрозией, ни буровыми скважинами (А. Р. Арутюнян, 1964; Э. Х. Гульян, 1964; И. Г. Магакьян, 1947; Г. Б. Межлумян, 1967; Г. О. Пиджян, Э. А. Хачатурян, 1947 и т. д.). Пространственная связь оруденения с широко развитыми на месторождении эффузивными породами рассматривалась лишь с точки зрения общности их структурного положения. Однако некоторые исследователи в последнее время склонны видеть в пространственной связи также и генетическую связь.

Согласно тектоническому районированию А. А. Габриеляна (1964) Абовянское месторождение входит в Среднеараксинскую впадину, занимая северо-восточную часть Ереванского соленосного бассейна, а по металлогеническому районированию И. Г. Магакьяна (1947) — в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону. На формирование геологических структур района месторождения большое влияние оказали нижнепредолигоценовая, среднепредмиоценовая, предэотическая, послепонтическая, предакчагыльская и предбакинская фазы складчатости.

В геологическом разрезе района месторождения преобладают отложения неогена и палеогена.

В пределах месторождения самыми древними породами, вскрытыми буровыми скважинами, являются глинистые песчаники и глины разданской свиты, фаунистически охарактеризованные А. А. Габриеляном как верхнесарматские. Скважинами вскрыты также туфобрекчии и туфоконгломераты, предположительно относимые к вохчабердской свите (фиг. 1).

Глинистые песчаники, глины, туфобрекчии и туфоконгломераты прорваны экструзией андезито-дацитов. Все отмеченные породы являются рудовмещающими с различной степенью оруденения. Рудовмещающие породы в процессе рудообразования подверглись скаполитизации, пиритизации, карбонатизации и в меньшей степени каолинизации. Ха-



Фиг. 1. Разрез по Абовянскому апатит-магнетитовому месторождению. (по М. А. Аракеляну, Ш. А. Арутюняну, К. Г. Саркисяну и нашим дополнениям). 1. Базальты, андезит-базальты и их шлаки. 2. Андезиты и их шлаки. 3. Липарито-дациты. 4. Долеритовые базальты, гиалоандезиты. 5. Валунно-галечниковые образования. 6. Долеритовые базальты. 7. Глинистые песчаники и глины. 8. Экструзия андезит-дацитов: а) безрудные; б) слабооруденелые. 9. Брекчиевидно-прожилковые руды. 10. Массивная магнетитовая руда.

рактным для рудовмещающих пород является осветление, что связано с выщелачиванием темноцветных, железосодержащих минералов. Площадь распространения осветленных, метасоматически измененных пород занимает относительно оруденелых зон большую площадь и контролирует рудные участки.

Андезито-дациты перекрываются валунно-галечниковой толщей мощностью до 80 м. Валунно-галечниковые образования представлены окатанными обломками рудовмещающих пород и руд различных типов, ксенолитов (2 образца) основной породы в андезито-дацитах.

Валунно-галечниковая толща перекрывается лавами вулканов Атис, Гутанасар, Агмаган.

В перекрывающих валунно-галечниковую толщу и андезито-дациты эффузивных породах выделены А. Р. Арутюняном (1964), М. А. Аракелян, Ш. А. Арутюняном, К. Г. Саркисяном дайки оливинового габбро-порфирита, диоритового порфирита и роговообманкового андезитового порфирита с большим количеством ксенолитов основного и ультраосновного составов.

Абсолютный возраст оруденения\* по биотиту, отобранному из рудных магнетит-биотитовых, карбонат-биотит-скаполитовых и биотитовых прожилков определен К—Аг методом 6—7 млн. лет, что соответствует понт-киммерею. Имея в виду, что андезито-дациты прорывают фаунистически охарактеризованные верхнесарматские отложения и что оруденение эпигенетично по отношению к андезито-дацитам, можно считать, что разрыв во времени между формированием андезито-дацитов и рудообразованием небольшой, т. е. оруденение следует непосредственно за внедрением андезито-дацитов. Таким образом, возраст андезито-дацитов условно определен как постсарматский-допонтийский.

Процесс формирования Абовянского месторождения представляется сложным. Многократно повторяющиеся тектонические движения приводили не только к оживлению древних, долгоживущих разломов, но и сыграли существенную роль в образовании зон дробления, брекчирования, мелких сбросов и различных трещин. Интенсивность оруденения находится в прямой зависимости от степени раздробленности пород. В зависимости от характера трещиноватости и степени раздробленности образуются рудные тела различной формы и руды различных текстур: массивная магнетитовая руда—результат метасоматического замещения интенсивно раздробленных андезито-дацитов, с сохранением их реликтов; рудные узлы; брекчиевидные руды (замещение цементирующей массы туфобрекчий, туфоконгломератов, брекчированных андезито-дацитов магнетитом, апатитом, карбонатом), имеющие самое широкое развитие: прожилки и реже жилы.

Оруденение установлено буровыми скважинами до глубины 600 м, причем все пробуренные скважины приостановлены в метасоматически

\* Определения произведены в лаборатории абсолютной геохронологии ИГиН АН Армянской ССР Р. Х. Гукасяном.

Таблица 1

## Минералы Абовянского апатит-магнетитового месторождения

№ п.п.	Минеральные группы	Минералы	Рудообразующие	Широко-распространенные	Редко встречающиеся	Единичные зерна
1	Самородные элем.	Самородная медь				×
2	Окислы	Магнетит	×			
3		Гематит			×	
4		Мартит			×	
5		Мушкетовит			×	
6		Ильменит			×	
7		Рутил			×	
8		Браунит				×
9		Тенорит				×
10		Кварц			×	
11		Халцедон			×	
12		Тридимит				×
13		Гидро-окислы	Лимонит			×
14	Гетит				×	
15	Псиломелан					×
16	Карбонаты	Кальцит		×		
17		Доломит			×	
18		Сидерит			×	
19		Магнезит			×	
20		Родохрозит				×
21		Анкерит				×
22		Арагонит				×
23	Силикаты	Актинолит		×		
24		Скаполит		×		
25		Биотит		×		
26		Пироксен			×	
27		Роговая обманка			×	
28		Тремолит			×	
29		Турмалин				×
30		Гранат				×
31		Тальк				×
32		Гидрослюда			×	
33		Каолинит			×	
34	Сульфаты	Барит				×
35		Алунит				×
36	Фосфаты	Апатит	×			
37		Франколит			×	
38		Элестадит			×	
39		Пироморфит				×
40	Сульфиды	Пирит		×		
41		Халькопирит			×	
42		Ковеллин				×
44		Сфалерит				×
44	Фториды	Флюорит				×

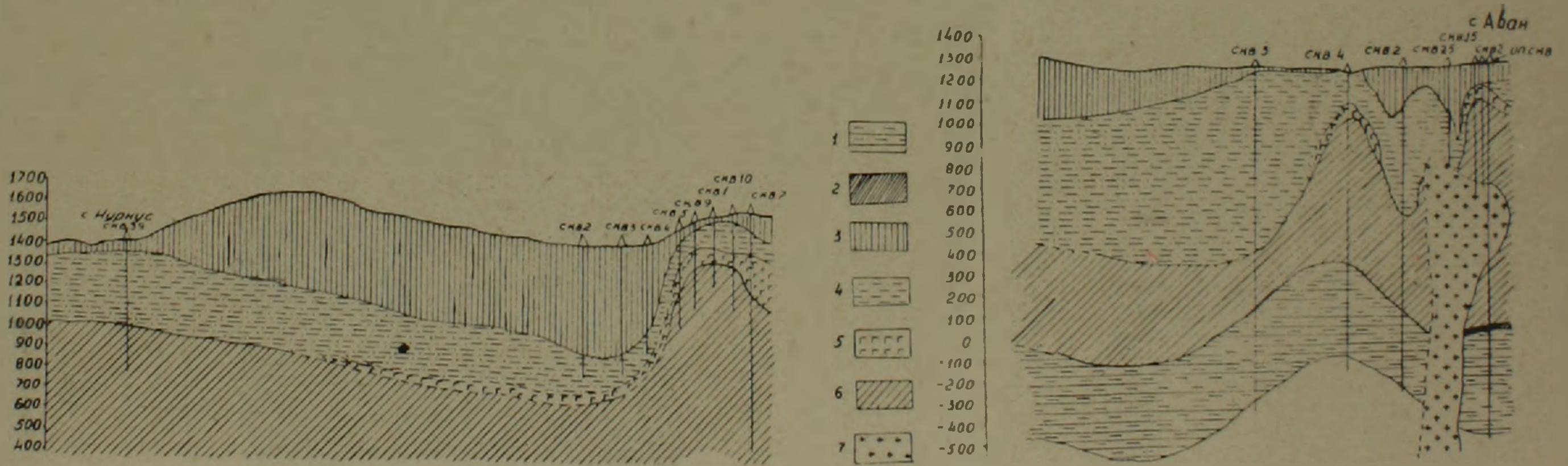
измененных рудовмещающих породах с бедной вкрапленной магнетитовой рудой. Но учитывая неравномерный характер распределения оруденения, наличие метасоматически измененных андезито-дацитов на глубине более 600 м при закономерной приуроченности оруденения к ним и по аналогии с другими месторождениями с подобным характером распределения оруденения (Тельбесская группа месторождений), предполагается наличие оруденения и на больших глубинах.

Такие факторы, как пространственная связь оруденения и андезитодацитов, совпадение глубины формирования их, общность структурного контроля, эпигенетичность оруденения по отношению к андезитодацитам, высокая железистость эффузивных пород, развитых на месторождении—все это говорит в пользу предположения о единстве магматического очага рудовмещающих пород и оруденения.

Минеральный состав руд (табл. 1) отличается разнообразием и характеризуется широким развитием не только минералов железа (магнетит, меньше гематит), но и железосодержащих минералов (карбонаты, амфиболы, пироксены, сульфиды и т. д.). Кроме того спектрографически и химически железо установлено почти во всех проанализированных минералах, что, по всей вероятности, связано с механической примесью в них магнетита. Весь эффузивный комплекс, развитый в пределах месторождения, также отличается высокой концентрацией железа. Об этом свидетельствуют данные сплошного опробования скважин, пройденных в эффузивных породах, перекрывающих рудовмещающие андезитодациты, а также наличие аномальных участков, выделенных магнитометрическими исследованиями, но не содержащих скоплений магнетита (кроме акцессорных). Такие данные позволяют предполагать, что высокая концентрация железа в рудообразующем растворе связана с повышенным содержанием его в магматическом очаге.

При рассмотрении особенностей формирования Абовянского апатит-магнетитового месторождения особое внимание уделяется возможности выноса железа из рудовмещающих пород. Выносу железа способствовал из анионов—хлор, а из катионов—натрий, которые широко развиты в скаполите маршалитового состава, во фтор-хлор-апатите. Непрерывным источником Cl и Na могли быть соленосные отложения, о наличии которых в пределах месторождения говорит ряд геологических и геохимических факторов:

а) Абовянский район входит в пределы оконтуренного А. А. Габриеляном района возможного распространения соленосной толщи; б) наибольшая мощность (более 1000 м) соленосной толщи вскрыта на участке между селами Аван—Элар—Арамус (фиг. 2), последнее из которых расположено всего в 5—6 км от с. Капутан; в) соленосная толща стратиграфически залегает под фаунистически охарактеризованными сарматскими отложениями, которые вскрыты буровыми скважинами и в пределах месторождения (фиг. 1, 2); г) широко развиты в рудах хлорсодержащие минералы (табл. 2).



Фиг. 2. Разрезы по Аванским, Эларским и Арамусским скважинам на соль (по М. А. Мовсисяну). 1. Красноцветная толща. 2. Промежуточная толща. 3. Вулканогенные образования (базальты, туфы, пемзы и др.). 4. Зангинская толща (сармат). 5. Гипсоносная толща. 6. Соленосная толща. 7. Эссекситовое габбро.

Содержание хлора и фтора в различных минералах Абовянского апатит-магнетитового месторождения

Элементы	Франколит					Актинолит			Скаполит		Элестадит	Биотит
	№ обр.	274	812	45	770	379	75	379	274	880		
Cl	1,63	2,35	0,65	1,72	1,60	н. о.	н. о.	н. о.	2,85	3,20	2,15	0,28
F	0,64	1,08	0,45	0,95	0,98	0,10	0,15	0,15	0,20	0,12	0,44	0,70

Элементы	А п а т и т											
	№ обр.	384	447	791	770	443	455	736	419	71	854	782
Cl	2,20	2,70	3,00	1,62	1,74	1,42	2,05	2,20	2,35	1,40	1,95	2,25
F	0,72	1,24	1,08	1,35	2,16	1,50	1,62	0,36	1,01	1,62	1,08	1,80

Очень важным, на наш взгляд, является факт обнаружения в Аванской скважине, в соленосной толще на глубине 550—600 м пластовой интрузии долеритового габбро-базальта мощностью 200 м (фиг. 2). На контакте с этой интрузией зафиксированы заметные скопления пирита, пирротина, скаполита, слюды, амфибола, магнетита, апатита, причем породы контактового ореола сильно брекчированы (С. К. Арзуманян, 1958, А. И. Месропян, 1958, М. А. Мовсесян, 1963).



Фиг. 3. Скопление магнетита на контакте андезито-дацитового микропрожилка с амфиболом из ксенолита габбро. Шлиф 336 (скв. 89, глуб. 60 м), Увел. 160. Ник. X.

Роль соленосной толщи в формировании железорудных месторождений рассматривается рядом авторов.

Образование крупных контактово-метасоматических и гидротермальных магнетитовых месторождений в Западной Сибири (Ангаро-Илимская группа) связывается с ассимиляцией трапповой магмой соле-

носных отложений (Н. В. Павлов, 1960; Г. А. Соколов, 1958; И. К. Баженов, 1964 и т. д.). Указывается на возможное участие галоидной формации в формировании Кустанайских (Качарское, Соколовское, Сарбайское и др.) магнетитовых месторождений. Экспериментально доказано, что количество извлеченного Fe прямо пропорционально содержанию щелочных металлов в растворе (Л. Н. Овчинников, В. Г. Максенков, 1962). Так, в присутствии хлористого натрия в растворе степень выноса Fe возрастает в 5—20 раз.

Добавочным источником железа могли послужить также и более древние интрузивные породы, о ксенолитах которых упоминалось выше. Микроскопические исследования показали, что при проникновении андезито-дацитов в виде нитевидного прожилка в ксенолит основной интрузивной породы, на контакте с амфиболами образуются скопления магнетита (фиг. 3).

Непрерывное опробование скважин по всему интервалу бурения показало в основном вышекларковое содержание P, даже сравнительно с кларковым содержанием P в средних интрузивных породах—0,36 (А. П. Виноградов, 1962). Близкларковому содержанию фосфора соответствует интервал с богатой или массивной магнетитовой рудой. Большие затруднения возникают не только при выяснении причин наличия такого количества фосфора в связи с магнетитовым оруденением, но и при попытке объяснения условий образования собственно апатитовой жилы.

Высокая концентрация апатита в рудах и рудовмещающих породах, по всей вероятности, связана со специализацией магматического очага, но при этом не исключается наличие и дополнительного источника фосфора. Вероятнее всего, это те основные и ультраосновные породы, ксенолиты которых выявлены в андезито-дацитах и в дайке роговообманкового андезитового порфирита.

Источником фосфора многими исследователями считаются, главным образом, осадочные породы, содержащие прослойки фосфорита. В районе Абовянского апатит-магнетитового месторождения, как известно, широкое развитие имеют осадочные отложения разданской свиты, но на данном этапе мы не располагаем данными о фосфоритности этих отложений.

Геохимической особенностью Абовянского апатит-магнетитового месторождения, как указывалось ранее, является наличие высокой концентрации хлора не только в скаполит-диопсиде, но и в хлор-фтор—апатите и в десятых долях процента в биотите (табл. 2). Все эти три минерала имеют очень широкое развитие в рудах месторождения.

Приблизительные количественные расчеты показали, что для образования 17,5 млн. т. апатита необходимо 0,6 млн. т. хлора. Учитывая наличие и других хлорсодержащих минералов, естественно, возникает вопрос о внемагматическом источнике хлора. Благоприятным источником непрерывного обогащения рудообразующего раствора хлором могли быть упомянутые выше соленосные отложения.

В наших выводах относительно глубинности формирования Абовян-

ского апатит-магнетитового месторождения мы основывались на детальном изучении минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд, поскольку для разрешения этого вопроса мы не располагаем прямыми геологическими данными.

В рудах месторождения широкое развитие имеют процессы скаполитизации андезито-дацитов, глинистых песчаников, глин, цементирующего материала туфобрекчий, туфоконгломератов и брекчированных андезито-дацитов, при почти ничтожной роли каолинизации. Основными рудообразующими минералами являются, главным образом, среднетемпературные минералы: скаполит, апатит, актинолит, биотит, магнетит и т. д. и низкотемпературные—пирит, карбонат; очень ограниченное распространение имеют типично высокотемпературные минералы: гранат, турмалин, пироксен. Исходя из этих данных, считаем, что Абовянское месторождение формировалось в гипабиссальных условиях при широком температурном диапазоне от высокотемпературного до низкотемпературного и относится к гидротермально-метасоматическим месторождениям с широким развитием скаполита.

### В ы в о д ы

1. Оруденение на Абовянском месторождении и андезито-дацитовая экструзия связаны единым магматическим очагом, о чем свидетельствуют:

а) приуроченность оруденения и андезито-дацитов к одним и тем же тектоническим структурам;

б) территориальное размещение оруденения в андезито-дацитах и интродуцированных ими туфобрекчиях, туфоконгломератах, глинистых песчаниках и глинах;

в) совпадение глубины формирования андезито-дацитов и оруденения;

г) высокая железистость андезито-дацитов и всех развитых на месторождении эффузивных пород;

д) эпигенетичность оруденения по отношению к андезито-дацитам.

2. Источниками железа являются: железосодержащий рудоносный раствор, непосредственно связанный с магматическим очагом; железо, выщелоченное из рудовмещающих пород под влиянием хлоридных растворов из соленосных отложений; железо, заимствованное андезито-дацитами из основных и ультраосновных интрузивных пород, ксенолиты которых установлены в андезито-дацитах и роговообманковых андезитовых порфиритах.

3. Абовянское апатит-магнетитовое месторождение расположено в пределах Ереванского соленосного бассейна и в образовании магнетитовых руд месторождения большую роль играла соленосная толща. Наличие последней обусловило широкое развитие таких хлорсодержащих минералов, как скаполит маршалитового состава и хлор-фтор-apatит.

Լ. Բ. ՍԱՐՈՒԽԱՆՅԱՆ

ԱՐՈՎՅԱՆԻ ԱՊԱՏԻՏ-ՄԱԳՆԵՏԻՏԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԱԴՄԱՆ  
ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Արովյանի ապատիտ-մագնետիտային հանքայնացումը և այն ներփակող անդեզիտ-դաջիտային էքսսրուզիան տեղադրված են միևնույն տեկտոնական ստրուկտուրայում և կապված են նույն մագմատիկ օջախի հետ: Հանքաքեր լուծույթները ձևավորվում են անդեզիտ-դաջիտների ներդրումից հետո փոքր ընդմիջումով: Հանքայնացման բացարձակ հասակը որոշված է որպես պոնտկիմերեյան (6—7 մլն տարի), իսկ անդեզիտ-դաջիտներինը՝ հետ սարմատ-մինչ պոնտյան:

Երկաթի հանքայնացումը տարածված է անդեզիտ-դաջիտներում և նրանցով հատվող սարմատի հասակի կավերում, կավային ավազաքարերում, տուֆորեկչիտներում և տուֆոկոնգլոմերատներում:

Հոգվածում նշվում է խորը տեղադրված աղային առաջացումների դերը մագմատիկ հալոցքից երկաթի մոբիլիզացման և հանքաքեր լուծույթները նատրիումով և քլորով հարստացնելու գործում: Մագմատիկ հալոցքի մեջ երկաթի և ֆոսֆորի պարունակության բարձրացման գործում որոշակի դեր պետք է հատկացնել ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների ասիմիլյացիային, որոնց բեկորները քսենոլիտների ձևով տարածված են հանք պարունակող անդեզիտ-դաջիտներում և անդեզիտային պորֆիրիտներում: Իբրև երկաթի և ֆոսֆորի աղբյուր չի բացառվում նաև բուն մագմատիկ օջախը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. О тектонике Среднеараксинской впадины. Известия высш. уч. зав., сер. геол. и разв., № 11, 1958.
2. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, 1964.
3. Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканической формации в зависимости от глубинности. ДАН СССР, т. 133, № 5, 1960.
4. Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Известия высш. учеб. заведений «Геология и разведка», № 9, 1960.
5. Магакьян И. Г. Железорудные месторождения Северной Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. естеств. наук, № 1, 1947.
6. Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов. В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд. АН СССР, М., 1962.
7. Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. Изд. Недра, М., 1964.
8. Павлов В. Н. Вопросы генезиса эндогенных магнетитовых руд Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Известия АН СССР, № 9, 1958.
9. Соколов Г. А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Труды объединенной Кустанайской научной сессии, № 2, 1958.
10. Услов М. А. Тельбесская группа железорудных месторождений. В сб.: Минеральная сырьевая база КМК. Томск, 1933.
11. Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН Арм. ССР, 1953.

Յ. Ա. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԳԵՏԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈՄԵՏՐԻԱՆ ԵՎ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ՌԵԺԻՄԸ (ԱՐՓԱ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՈՐԻՆԱԿՈՎ)

Հեռնային երկրներում, ջրահավաք ավազանների ռելիեֆը, հատկապես նրա մորֆոմետրիական առանձնահատկությունները հանդիսանում է այն հիմնական գործոններից, որոնք փոփոխում են ավազանի ջրաօդերևույթաբանական պրոցեսների ընթացքը, ազդում մակերևույթային հոսքի տեղաբաշխման, ռեժիմի և բնույթի վրա:

Ռելիեֆի ազդեցությունը մակերևույթային ջրերի վրա տեղի է ունենում ինչպես ուղղակի, այնպես էլ անուղղակի ճանապարհով, ֆիզիկա-աշխարհագրական միջավայրի այլ կոմպոնենտների միջոցով:

«Ավազանի ռելիեֆը էական ազդեցություն է գործում մթնոլորտային տեղումների տեղաբաշխման, գոլորշիացման, բուսածածկի վրա, և դրանով իսկ կլիմային գետերի հոսքի վրա» [1]:

Գետային ավազանների ռելիեֆի կառուցվածքը քանակապես կարելի է արտահայտել հովիտների կարգի, շոր և մշտական հոսք ունեցող հովիտների քանակի և երկարության, մասնատման խտության և խորության, հովիտների հաճախականության, լանջերի թեքությունների և դիքադրությունների և այլ միջոցով: Մենք բարտեզագրել ենք Արփայի ավազանի մորֆոմետրիկ այդ ցուցանիշները (հոգվածում բերված է դրանցից մի քանիսի սխեմաները), և նրանց հիման վրա հաշվել յուրաքանչյուր մորֆոմետրիկ ցուցանիշի գրադացիայի զբաղեցրած մակերեսները և այդ տվյալները մշակել ըստ ուղղաձիգ գոտիների (աղ. № 1):

Գետային ավազանի բնութագրման քանակական պարզ չափանիշը հանդիսանում է հովիտների կարգի որոշումը, որի ժամանակ հաշվի է առնվում միայն մշտական հոսք ունեցող հովիտները, ըստ Հորտոնի [5] մեթոդի (կատարելագործված Վ. Պ. Ֆիլոսոֆովի [3] կողմից):

Հովիտների կարգն աստիճանաբար աճում է ակունքներից դեպի գետաբերան և ունի մի շարք առանձնահատկություններ, որոնք բնորոշում են ոչ միայն ավազանի կառուցվածքը [3] այլև հոսքի ռեժիմը:

Որքան բարձր է ավազանի գլխավոր գետահովտի կարգն, այնքան լավ է պարզացած և ճյուղավորված գետցանցը:

Տեկտոնական իջվածքներում հովտի կարգի աճը հրկար տարածության վրա կատարվում է դանդաղ, որի հետևանքով վարարումները հանդիստ բնույթ ունեն և տևում են համեմատաբար երկար ժամանակ (Դարբ, Կասուլյտք գետերի ավազանները):

Ինչպես երևում է № 2 աղյուսակից, հովիտների կարգի աճման հետ միաժամանակ մեծանում է գետահովտի երկարությունը և փոքրանում գետի անկման անկյունը և գետային ավազանում կանոնավորվում է հոսքի ռեժիմը:

Զրհավար ավազանների քանակական բնութագրման կարևոր ցուցանիշներից է մասնատման խտությունը, որի մեծությունը կախված է մթնոլորտային տեղումների ինտենսիվությունից և հաճախականությունից, հոսքի ներծրծ-

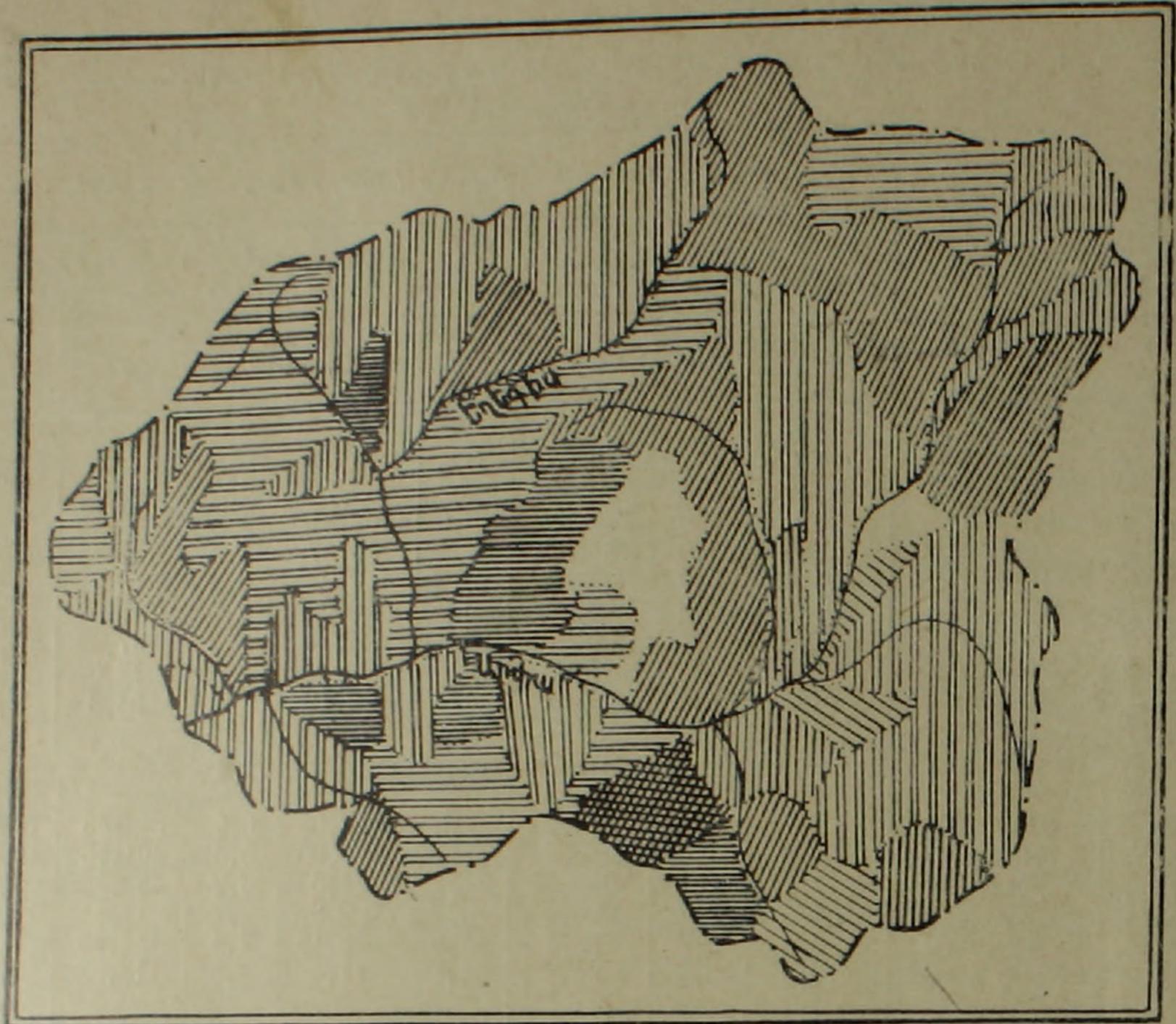
Աղյուսակ 1

Արփայի ավազանի մի քանի մորֆոմետրիկ ցուցանի գրաված մակերեսները ըստ ուղղաձիգ գոտիների

Մորֆոմետրիկ ցուցանիշներ		Ուղղաձիգ լեռնային գոտիներ (մետր. ծովի մակարդակից)							
		ցածր լեռներ (մինչև 1500)		միջին բարձրության լեռներ (1500—2500)		բարձր լեռներ (2500-ից բարձր)		ընդամենը ավազանում	
		կմ <sup>2</sup>	0/0	կմ <sup>2</sup>	0/0	կմ <sup>2</sup>	0/0	կմ <sup>2</sup>	0/0
Մակերևույթի թեքություններ (աստիճաններով)	1—3	—	—	13,18	0,5	9,02	0,4	22,2	0,9
	3—5	34,71	1,5	49,49	2,2	65,75	2,8	149,95	6,5
	5—8	99,21	4,3	230,98	9,9	108,31	4,6	438,5	18,8
	8—12	91,26	3,9	331,95	14,4	76,57	3,3	499,78	21,6
	12—16	90,46	3,9	333,54	15,2	142,2	6,3	586,2	25,4
	16—20	40,42	1,8	202,14	8,7	48,94	2,1	291,5	12,7
	20—30	12,23	0,5	206,96	9,1	28,21	1,2	247,4	10,8
	30—40	—	—	17,0	0,9	—	—	17,0	0,9
	40-ից ավել	7,48	0,4	44,67	1,9	2,15	0,1	54,3	2,4
Մասնատման խութային (մետրերով)	մինչև 100	3,7	0,2	163,7	7,0	152,05	6,6	319,45	13,8
	100—200	80,0	3,4	256,2	11,1	124,95	5,4	461,15	19,9
	200—300	117,77	5,1	640,11	27,7	74,5	3,2	832,38	36,0
	300—400	156,5	6,7	200,0	8,7	62,0	2,7	417,5	18,1
	400—500	6,3	0,3	96,1	4,3	56,15	2,4	158,55	7,0
	500 և ավել	12,5	0,6	94,8	4,1	11,5	0,5	118,8	5,2
Մասնատման խտություն (կմ/կմ <sup>2</sup> )	0,4—0,6	7,5	0,3	71,27	3,1	21,6	0,9	100,97	4,3
	0,6—0,8	22,1	1,0	63,9	2,7	150,1	6,5	236,1	10,2
	0,8—1,0	41,1	1,8	197,69	8,6	134,5	5,8	373,29	16,2
	1,0—1,2	46,37	2,0	354,25	15,4	82,8	3,6	483,42	21,0
	1,2—1,4	158,6	6,8	375,5	16,3	52,15	2,6	593,25	25,7
	1,4—1,6	24,4	1,1	201,7	8,7	18,1	0,8	244,2	10,6
	1,6 և ավել	75,7	3,3	186,0	8,1	14,9	0,6	276,6	12,0
Գերբազմություններ	հարթ մակերևույթներ	66,2	2,9	3,0	0,1	97,5	4,2	166,7	7,2
	հյուսիսային	62,8	2,7	53,53	2,3	10,0	0,4	126,33	5,4
	հարավային	6,0	0,3	78,16	3,4	41,3	1,8	125,46	5,5
	արևելյան	9,0	0,4	51,89	2,2	—	—	60,89	2,6
	արևմտյան	—	—	75,5	3,3	—	—	75,5	3,3
	հս — արլ.	50,77	2,2	348,84	4,1	37,5	1,6	437,11	19,0
	հս — արմ.	11,0	0,5	126,6	5,5	46,0	2,0	183,6	8,0
	հրվ. — արլ.	63,0	2,7	369,46	16,0	144,35	6,3	576,8	25,0
	հրվ. — արմ.	107,0	4,6	343,94	14,9	104,5	4,5	555,44	24,0
Ուղղաձիգ գոտու մակերեսը	375,77	16,3	1450,26	62,9	481,15	20,8	2307,83	100	

ման և գոլորշիացման հարաբերությունից, ապառների դիմադրողականությունից և այլն: Մասնատման խտության հետ սերտորեն առնչվում է հովիտների հաճախականությունը և մակերևույթային հոսքի երկարությունը:

Մակերևույթային հոսքի երկարությունը դա այն տարածությունն է, որտեղից անցնում է մակերևույթային հոսքը, նախքան որոշակի գետային հունի մեջ:



Նկ. 1. Արփայի ավազանի մասնատման խտության (կմ/կմ<sup>2</sup>) սխեմատիկ քարտեզ: 1. 0,0—0,2 (2,5 և ավել), 2. 0,21—0,4 (2,4—1,25), 3. 0,41—0,6 (1,24—0,83), 4. 0,61—0,80 (0,82—0,62), 5. 0,81—1,0 (0,81—0,5), 6. 1,01—1,2 (0,49—0,42), 7. 1,21—1,40 (0,41—0,36), 8. 0,41—1,6 (0,35—0,31), 9. 1,61 և ավել (0,30 և պակաս): Փակագծերում ցույց է տված մակերևույթային հոսքի երկարությունը (կմ-ով):

Հավաքվելը: Հստ Նորտոնի [5], մակերևույթային հոսքի երկարությունը (1°) հիմնականում կազմում է գետերի հունների մեջ ընկած տարածության կեսը այսինքն մոտավորապես հավասար է մասնատվածության խտության դորժակցի (D) մեծության կեսին՝

$$l_0 = \frac{1}{2} D. \tag{1}$$

Հովիտների հաճախականությունը արտահայտում է հովիտների բանակի միավոր մակերեսի վրա:

Մասնատման խտությունը և հովիտների հաճախականությունը միշտ չէ, որ համընկնում են իրար հետ, վերջինս հատկապես մեծ է զառիթափ, կարճ լանջերին:

Արփայի ավազանի մորֆոմետրիական վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ մասնատման խտությունը հատկապես բարձր է ծալքաբեկորային լեռներում, որոնք աչքի են ընկնում բարդ երկրաբանական կառուցվածքով (էլփին, Եղե-

դիս, Սալիզեր, Գլաձոր գետերի ստվազան): Այս ավազաններում մեծ է հովիտների հաճախականությունը և փոքր մակերևույթային հոսքի երկարությունը: Ավազանում գերակշռում են  $0,8-1,4$  գործակիցներով մասնատման խտություն ունեցող տեղամասերը, որոնք զբաղում են ավազանի  $63\%$ -ը: Չմասնատված կամ թույլ մասնատված տերիտորիաները (մինչև  $0,8$ ) կազմում են ավազանի  $15,4\%$ , իսկ ուժեղ մասնատված տերիտորիաները ( $1,4$ -ից բարձր) զբաղում են ավազանի  $21,6\%$ -ը (աղյուսակ № 1):

Հիդրոլոգիական գրականության մեջ տիրապետում է այն տեսակետը, որ հովիտների առաջացումը և զարգացումը հիմնականում արդյունք է ջրի էրոզիայի: Գետային հովիտները, ըստ Ապոլլովի [1], իրենից ներկայացնում են էրոզիոն ձևերի առաջացման վերջնային շղթան: Այստեղ տեկտոնիկայի դերը հովիտների առաջացման գործում անստեղծում է, կամ դիտվում է որպես երկրորդական գործոն:

Նորագույն գեոմորֆոլոգիական ուսումնասիրությունները [2, 3, 4 և այլն] ցույց են տալիս, որ I և մասամբ II կարգի հովիտների սկզբնական հիմնադրումը տեղի է ունենում տեկտոնական ձեղքերի և խախտման գծերի վրա, իսկ հովտի հետագա զարգացումը դնում է համաձայն գետային էրոզիայի ակումուլյացիայի օրենքների: Սակայն ոչ բոլոր տեկտոնական ձեղքերն ու խախտման գծերն են հիմք դնում հովիտների առաջացմանը, դրա համար անհրաժեշտ է, որպեսզի վերջիններս տեղադրված լինեն ծանրության պոտենցիալ ուժի վեկտորի գրադիենտի ուղղությամբ, որովհետև միայն այդ ուղղությամբ է տեղի ունենում ջրի շարժումը: Այն տեկտոնական ձեղքերը, որոնց ուղղությունը չի համընկնում վերը նշված վեկտորի ուղղությանը, հույս չեն առաջացնում և հովիտները մնում են չոր:

Տեկտոնական խախտման գծերը, նշում է Գերենչուկը [2], այն սկզբնական ուղիների են, ուր տեղի է ունենում ատորերկրյա ջրերի բնական բռնաթափումը, ապահովելով մշտական ջրհոսք, որը անհրաժեշտ է գետերի առաջացման համար:

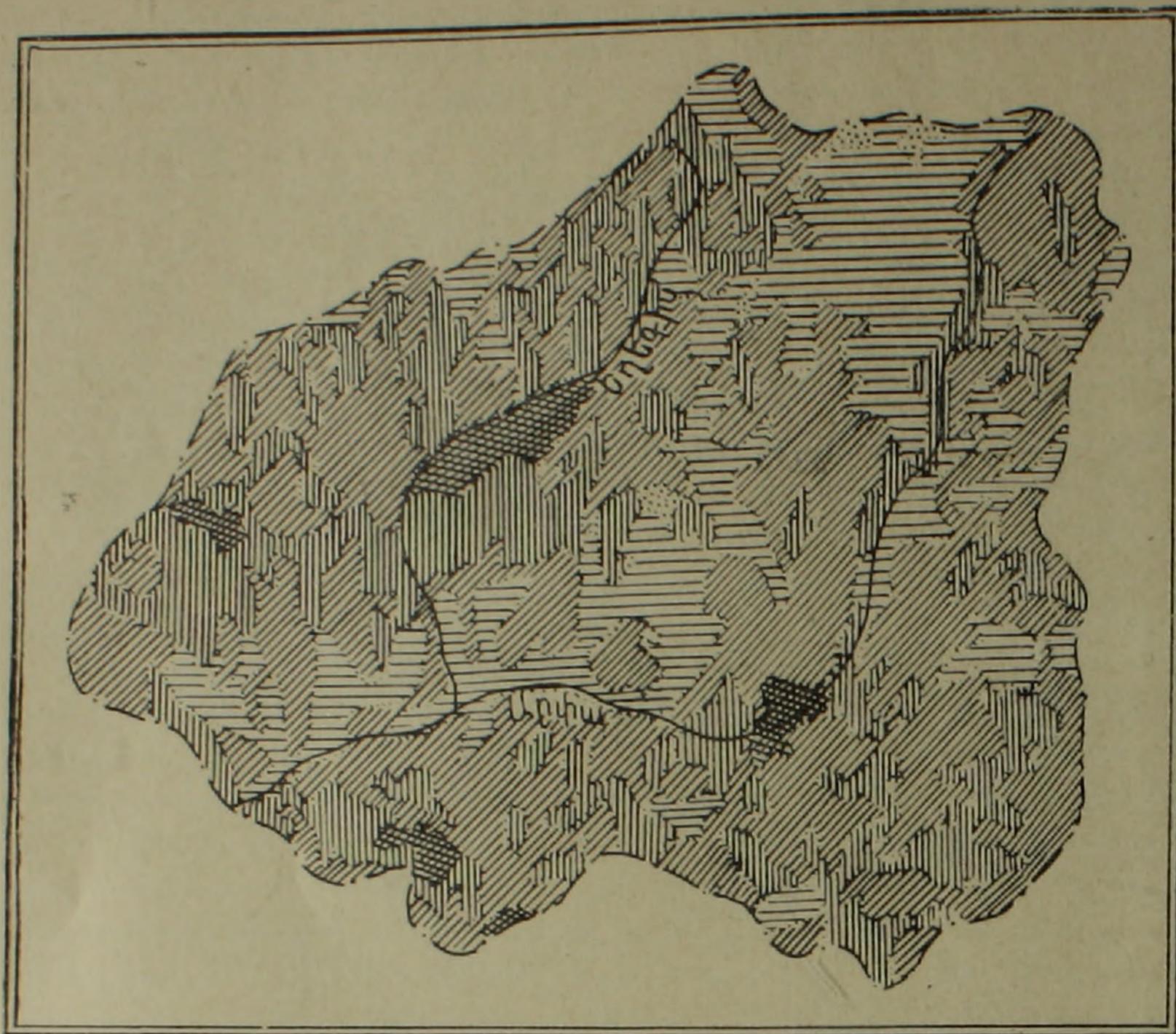
Ըստ ծաղումի կարելի է անջատել հովիտների երկու տիպ՝ չոր և մշտական հոսք ունեցող հովիտներ, որոնց քանակական վերլուծությունը ցույց է տալիս ոչ միայն տվյալ ավազանի երկրաբանական կառուցվածքը, այլև հովիտների սնուցման հիմնական տիպը:

Տարբերվում են լանջերի թեքության երկու տեսակի անկյուններ՝ բնորոշ և սահմանային [8]:

Արիալի ավազանում բնորոշ անկյունները  $5^{\circ}-16^{\circ}$  թեքություն ունեցող անկյուններ են, որոնք զբաղեցնում են ավազանի մակերեսի  $65,8\%$ , որի  $18,3\%$ -ը գտնվում է ցածր լեռնային,  $60,9\%$ -ը միջին բարձրության, իսկ  $21,7\%$ -ը բարձրալեռնային գոտում: Մինչև  $5^{\circ}$  թեքությունները (սահմանային) կազմում են ավազանի մակերեսի  $7,4\%$ , իսկ  $16^{\circ}$  թեքությունները (նույնպես սահմանային), զբաղում են ավազանի մակերեսի  $26,8\%$  (տես աղյուսակ 1):

Ռելիեֆի մասնատման խորությունը արտահայտում է ջրաբաժանային կետերի բարձրացումը հովտի հատակի նկատմամբ: Մասնատման խորությունը սերտորեն կապված է նորագույն տեկտոնական շարժումների և ջրաօդերևույթարանական պրոցեսների ինտենսիվության հետ:

Մասնատման խորությունը ըստ էության արտահայտում է գետերի բաղի-



Նկ. 2. Արփաչի ավազանի թեքությունների (աստիճաններով) սխեմատիկ քարտեզ:  
 1. Մինչև 3°, 2. 3°—8°, 3. 8°—16°, 4. 16°—30°, 5. 30° և ավելի

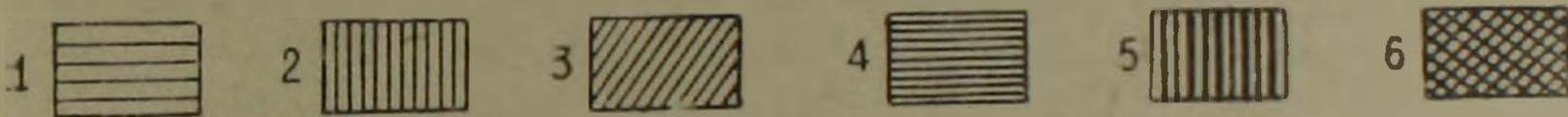
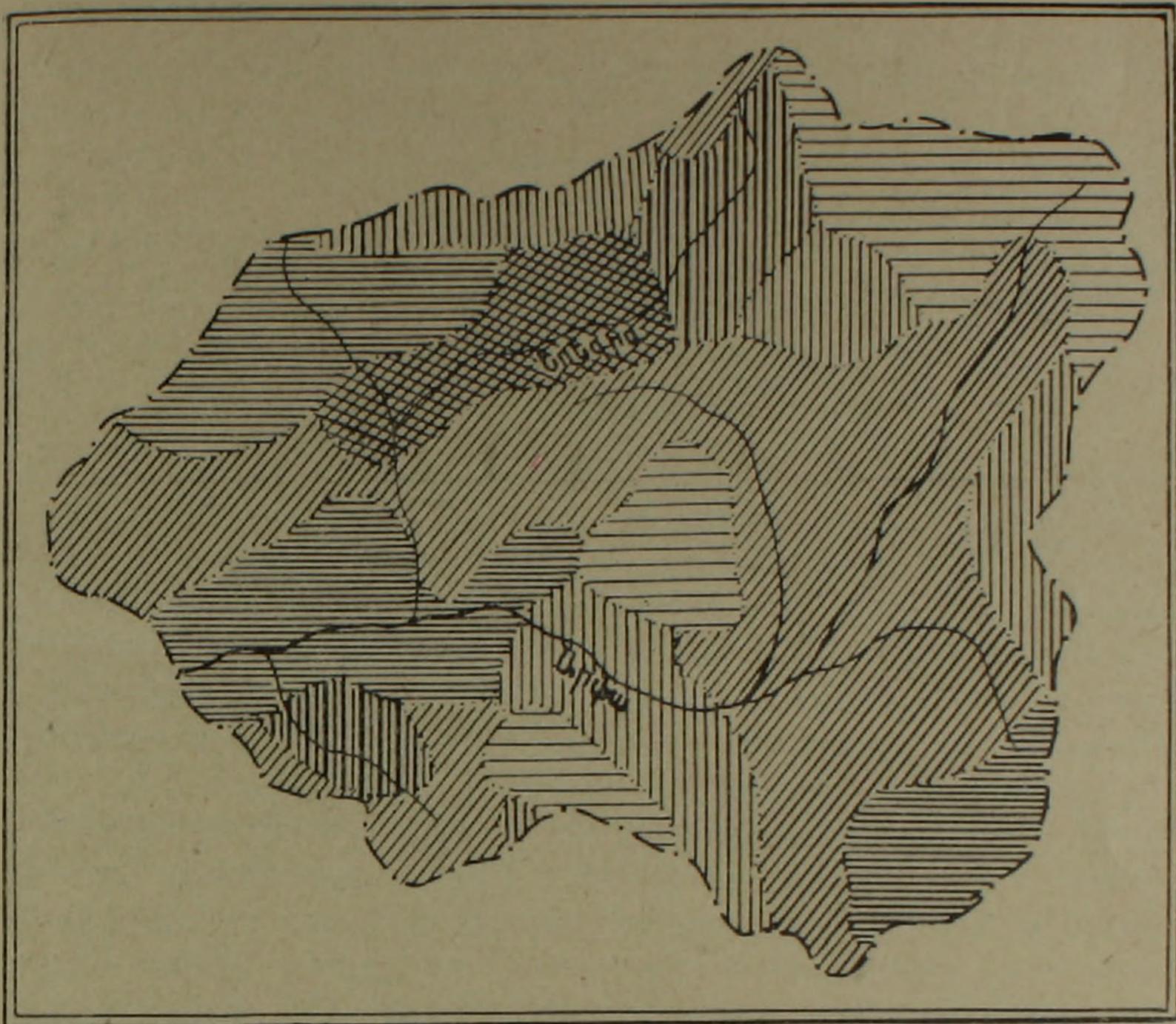
սաչին մակարդակների խորությունը, որի ավելացմամբ ակտիվանում են էրոզիոն պրոցեսները, ավելանում է հոսքի արագությունը և գետի կենդանի աշխատանքը:

Արփաչի ավազանում տիրապետում են 200—400 մ մասնատման խորություն ունեցող տերիտորիաները, որի 60% գտնվում է միջին բարձրության լեռնաչին գոտում: 200 մետրից պակաս խորությունները կազմում են ավազանի 33,7% (աղյուսակ № 1):

Գոյություն ունի որոշակի կապ գետի անկման անկյան ( $i$ ) և հոսքի ծախսի ( $Q$ ) միջև, որը խոնավ կլիմայական մարզերում (բարձր լեռնաչին), ըստ Բիրոյի [6] արտահայտվում է հետևյալ հավասարմամբ՝

$$i = f\left(\frac{1}{Q^{0,1}}\right) \tag{2}$$

Երբ մեծանում է մասնատման խտության գործակիցը և լանջերի թեքության անկյունները, փոքրանում է մակերևույթային հոսքի երկարությունը, որի հետևանքով մթնոլորտային տեղումների մեծ մասը հոսք են ստանում, որովհետև այդ դեպքում ավելանում է մակերևույթային հոսքի արագությունը և կարճ



Նկ. 3. Արփայի ավազանի մասնատման խորության (մետր) սխեմատիկ քարտեզ:  
 1. Մինչև 100, 2. 101—300, 3. 201—300, 4. 301—400, 5. 401—500, 6. 501—600:

ժամանակում նրանք հավաքվում են գետային հունի մեջ, պակասում է ջրի կուրուստը գոլորշիացման և ներծծման միջոցով:

Հոսքի ուժի միջոցով վրա ազդող ուղիների մյուս ոչ պակաս կարևոր գործոններից է լանջերի դիրքագրությունը:

Ինչպես հայտնի է, լեռների լանջերը արևի նկատմամբ ունեն տարբեր դիրքագրություններ, որի հետևանքով լանջերի մակերևույթները ստանում են տարբեր քանակի արեգակնային ջերմություն: Ջերմության անհավասարաչափ տեղարաշխումը լեռնաշղթայի լանջերին առաջ է բերում ջրաօդերևույթաբանական պրոցեսների տարբեր ինտենսիվություն: Այսպես՝ օրեկան ջերմաստիճանների սամպլիտուդան և գոլորշիացումը բարձր է հարավահայաց լանջերին. այստեղ ձնածածկը ավելի շուտ և կարճ ժամանակում է հալչում, վարարումները և հորդացումները ավելի բուռն բնույթ են կրում: Այսպիսով, նույն լեռնաշղթայի տարբեր լանջերին ձևավորում են տարբեր միկրոկլիմայական պայմաններ, սրն իր ազդեցությունն է թողնում մակերևույթային հոսքի տեղարաշխման և ուժի միջոցով:

Արփայի ավազանում տիրապետող են հարավ-արևելյան և հարավ-արևմրայան դիրքագրություն ունեցող լանջերը, որոնք պահպանում են ավազանի

49% . հորիզոնականի մոտ մակերևույթները կազմում են 7,2% իսկ հյուսիսարևելյան լանջերը 19,0% :

Ընդհանրապես առավելագույն ջերմություն ստացող լանջերը կազմում են ավազանի 65% -ը, իսկ դա նշանակում է, որ ավազանի լանջերը նպաստում են մարարումների, հեղեղումների և սելավների սրագ ձևավորմանը և վարգացմանը (աղյուսակ № 1) :

Հիդրոլոգիայում գոյություն ունի ջրաբաժանային գծի պարզացման գործակից (m), որ որոշվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$m = \frac{S}{354 \sqrt{F}} > 1 \quad (3)$$

Ուր՝ S ջրաբաժանային գծի երկարությունն է, իսկ F-ը տվյալ ավազանի մակերեսը: m-ի նվազագույն արժեքը հավասար է մեկի, որի դեպքում ջրաբաժանային գծի երկարությունը համընկնում է շրջանագծի երկարության հետ, վտակների երկարությունը մինչև գետաբերան լինում է նվազագույն: Հեղեղումներն այստեղ կատարվում են արագ, ջրի մակարդակը հասնում է առավելագույն բարձրության և կտրուկ կերպով ավելանում է ջրի ծախսը: № 2 աղյուսակում բերված է Արփայի խոշոր վտակների ավազանների m-ի մեծությունները:

Գոյություն ունի որոշակի կապ ուլիեֆի հիմնական մորֆոգենետիկ տիպերի, նրանց մորֆոմետրիկ ցուցանիշների և հոսքի ուժի միջև (աղյուսակ № 2): Այսպես, Արփայի ավազանում, ծալքաբեկորային (չոր դենուդացիոն և կրողիոն) լեռները աչքի են ընկնում մասնատման առավել խտությամբ և խորությամբ, հովիտների բարձր հաճախականությամբ, ուլիեֆի մեծ թեքության աստիճաններով: Այստեղ գերակշռում են չոր հովիտները, որոնց սնուցումը բացառապես կատարվում է անձրևներից և ձնահալքից: Չոր հովիտների միջին երկարությունը չի անցնում 2 կմ-ից: Անձրևներից և ձնահալքից առաջացած մակերևութային հոսքի առավելագույն քանակ է հավաքվում գետահունի մեջ, և պակասում է ջրի կորուստը:

Հրաբխային ուլիեֆի տիպը բնութագրվում է թույլ մասնատվածությամբ և թեքության աստիճաններով, ապառների ներծծման արտակարգ ունակությամբ, որի հետևանքով, շնայած շափավոր տեղումների քանակին, մակերևութային հոսքը համարյա բացակայում է: Գետերը հոսք ստանում են հիմնականում ստորերկրյա ջրերից: Հիդրոլոգիայում հայտնի հոսքի միջին մոդուլի բանաձևով կատարված հաշվարկումները ցույց են տալիս, որ հրաբխային սարավանդներից և լեռներից Արփայի և Եղիգիսի մեջ է հավաքվում 30 լ/վրկ. ջուր: Սակայն, ինչպես կարող է այդքան ջուր հավաքվել, եթե ուլիեֆի այդ տիպում բացակայում է մակերևութային հոսքը, իսկ գետերի ծախսը ձևավորվում է հիմնականում ստորերկրյա ջրերից: Այդ իսկ պատճառով հոսքի մոդուլը չի բնորոշում հոսքի տեղաբախշումը ուլիեֆի մակերևութում, հատկապես հրաբխային լեռներում և սարավանդներում, ուստի այն դառնում է ասպակողմնորոշող և վերացական մեծություն:

Ինչպես ցույց է տալիս № 1 աղյուսակի վերլուծությունը, բացի դիրքագրություններից, մնացած մորֆոմետրիական ցուցանիշները ըստ ուղղաձիգ գոտիների տեղաբաշխված են որոշակի օրինաչափությամբ:

1. Ցածր լեռնային գոտին տեղագրված է 1000—1500 մ բացարձակ բարձ-

Արփա գետի և նրա վտակների ափագանների մի քանի մորֆոմետրիկական և ջրաօթերևութաբանական ցուցանիշներ

Գ ե տ ա յ ի ն ա վ ա գ ն ե ր

Մորֆոմետրական և ջրաօթերևութաբանական ցուցանիշներ		Արփա (Ջերմուկից վերև)	Անկանք (Դալի)	Ծերակ (Ջերակաջուր)	Գարր (Իհրի)	Հերհեր	Կապույտք (Գյարուտ)	Փշոնք (Աղիղբեկով)	Գլաձոր	Սալիղետ (Եղեղիսի վտակ)	Գյուլիղուզ (Եղեղիսի վտակ)	Կղեղիս	Էլիի	Գրավ	Արփա (Արեւից վերև)	
1	Ռեկեֆի տիպը	բարձրալեռնային հրաբխային սարավանդ	հրաբխային սարավանդ	հրաբխային լեռներ	ձալքարեկոթային, զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային սարավանդ և ձալքավոր լեռներ	ձալքավոր, արիղ զենուղացիոն լեռներ	ձալքավոր, արիղ զենուղացիոն լեռներ	ձալքավոր, արիղ զենուղացիոն լեռներ	ձալքավոր, էրոզիոն զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային և ձալքարեկոթային լեռներ	ձալքավոր, արիղ զենուղացիոն լեռներ	ձալքավոր, արիղ զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային և ձալքավոր լեռներ		
2	Ափագանի մակերեսը (F) կմ <sup>2</sup>	165,0	36,0	48,0	170,0	177,2	66,8	76,4	26,8	140,0	58,0	469,0	128,4	65,2	2040	
3	Գլխավոր գետահովտի կարգը	III	III	II	III	IV	III	III	III	IV	III	V	III	III	VI	
4	Գլխավոր գետի երկարությունը (L) կմ	22,0	13,0	9,5	20,0	27,2	17,0	17,6	15,0	22,0	13,0	47,0	22,4	17,2	75	
5	Մշտական հոսք ունեցող հովիտների ընդհանուր երկարությունը (ΣIa) կմ	83,6	29,0	31,2	67,8	103,2	16,4	35,8	26,8	92,8	39,2	309,6	75,2	20,4	1112,6	
6	Չոր հովիտների ընդհանուր երկարությունը (ΣIc) կմ	12,8	—	20,4	91,2	69,8	38,8	27,6	8,8	71,2	22,8	221,6	63,6	34,0	880,3	
7	Մասնատվածություն խտությունը (D) կմ/կմ <sup>2</sup>	0,6	0,8	0,8	0,9	1,0	0,8	0,8	1,2	1,2	1,1	1,2	1,1	0,8	0,9	
8	Հովիտների հաճախականություն (n)	0,1	0,1	0,4	0,4	0,6	0,4	0,6	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	
9	1 կարգի հովիտների միջին երկարությունը (l1) կմ	2,7	5,0	2,7	2,5	2,2	2,1	3,1	1,8	2,4	2,4	2,7	1,9	2,1	2,4	
10	Գետի անկման անկյունը (i)	4°10'	4°30'	4°50'	4°35'	3°30'	4°25'	4°35'	6°20'	5°35'	5°10'	2°30'	3°50'	5°10'	1°40'	
11	Ափագանի բնորոշ թեքության անկյունները	5°—8°	5°—8°	10°—15°	10°—15°	12°—15°	8°—20°	10°—15°	5°—8°	12°—16°	16°—20°	10°—15°	8°—15°	15°—20°	10°—20°	
12	Ջրածնային զծի զարգացման դորձակից (m > 1)	1,4	1,6	1,3	1,4	1,5	1,5	1,4	1,8	1,3	1,2	1,4	1,2	1,4	1,2	
13	Գետի ծավալը (Q) հեկտար/վրկ	Առավելագույն	18,3	1,61	1,97	5,36	5,95	1,30	1,49	1,52	5,74	4,7	26,0	2,9	1,5	73,6
14		Միջին	4,84	0,34	0,5	1,18	1,9	0,4	0,45	0,22	1,76	1,38	8,05	0,7	0,34	21,6
15		Նվազագույն	2,06	0,11	0,18	0,3	0,86	0,11	0,13	0,054	0,61	0,39	2,88	0,36	0,19	8,74
16	Տեղումների միջին տարեկան քանակը (մմ)	750	700	700	600	550	550	550	450	550	600	580	500	500	550	
17	Հոսքի միջին տարեկան ծավալը (W) կմ <sup>3</sup>	0,153	0,011	0,016	0,037	0,060	0,013	0,014	0,007	0,055	0,043	0,254	0,022	0,011	0,681	
18	Հոսքի միջին տարեկան շերտը (γ) մմ	92	30	33	22	34	20	18	26	39	76	54	17	17	33	
19	Վարարումների տեղությունը (օրերով)	96	75	74	107	84	95	97	95	102	85	116	98	80	108	

յությունների վրա, կազմելով ավազանի 16,3%: Գոտու մեջ լեռնադրոբեն մրսուում են Միջին Արփայի զոգավորությունը և նրան հարող Գնդասարի, Թեքսարի և Վալքի լեռնաշղթաների լեռնաբազուկները: Իրենց բնույթով սրանք շորդենուդացիոն լեռներ են, լավ զարգացած բեզլենդային ռելիեֆով: Գոտին ունի դարգացած հովտային ցանց, որտեղ գերակշռում են շոր հովիտները: Ցածր լեռնային գոտում տիրապետող են 1,0-ից ավելի խտության գործակիցներով, 200—400 մ խորությամբ մասնատված, 5°—10° թեքությամբ ռելիեֆի տեղամասերը: Գոտին ունենալով լավ մասնատվածություն, հովիտների բարձր հաճախականություն (0,7—1,0) և բավարար թեքություն, նպաստում է գետահունի մեջ մակերևույթային ջրհոսքերի արագ հավաքմանը, որի հետևանքով վարարումները կատարվում են արագ և կարճատև: Մյուս կողմից, թույլ զարգացած հողաբուսական ծածկը և անտառների բացակայությունը նպաստում են ցեխաբարային բնույթի սելավների ինտենսիվ ձևավորմանը:

2 Միջին բարձրության լեռների գոտին ունի 1500—2500 մետր բացարձակ բարձրություն, զբաղում է ավազանի 62,9%-ը, ընդհանրապես բնութագրվում է ռելիեֆի արսուկարգ խորը մասնատվածությամբ և թեքության մեծ անկյուններով: Սակայն այս գոտում մենք ունենք մորֆոմետրիական ցուցանիշների խիստ տարբերություններ ծալքաբեկորային շոր-դենուդացիոն և էրոզիոն լեռների հրաբխային սարավանդների և մասսիվների միջև: Ռելիեֆի հրաբխային ախար հիմնականում ներկայացված է լավային սարավանդներով և հոսքերով, սրունք աչքի են ընկնում նվազագույն մասնատվածությամբ և մակերևույթի թույլ թեքություններով (3°—8°): Որոշ տեղամասերում (Վայոցսարի զանգված, Գնդևազի սարավանդ) հովտային ցանցը լրիվ բացակայում է: Մակերևույթային հոսք չի առաջանում: Գետերի հոսքը ձևավորվում է ստորերկրյա ջրերի, որի պատճառով բացակայում է ձյուղավորված գետցանցը: Տիրապետող է խորքային էրոզիան, որը առաջացնում է նեղ և խոր կիրճեր ու կանյոններ:

Ծալքաբեկորային լեռները բնութագրվում են ուժեղ մասնատվածությամբ և լանջերի դառիթափ բնույթով, որը նպաստում է ինչպես խորքային էրոզիային գլխավոր գետահովտում, այնպես էլ կողային հովիտների զարգացմանը նրա լանջերին: Հովտային ցանցը լավ է զարգացած, սլստեղ առաջանում են հովիտների բարձր կարգերը:

3. Բարձրալեռնային գոտին զբաղեցնում է 2500 մետրից բարձր տերիտորիաներ: Գոտում տիրապետող են հրաբխային լեռները, իսկ ծալքաբեկորային լեռները ունեն հիմնականում էրոզիոն-դենուդացիոն բնույթ և քիչ տարածություն են գրավում: Հրաբխային ռելիեֆը թույլ է մասնատված, ունի մասնատման փոքր խորություն, լանջերը առիկող են: Միակ տարբերությունը միջին բարձրության գոտու նույնատիպ ռելիեֆի նկատմամբ կայանում է նրանում, որ այստեղ գոյություն ունի խոնավության դրական բալանս, տեղումների քանակը մեծ է, որի հետ կապված մեծ է նաև ստորերկրյա ջրերի ծախսը: Արփագետի և նրա վտակների հիմնական ծախսն առաջանում է այս գոտում:

Ф. С. ГЕВОРКЯН

МОРФОМЕТРИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ И РЕЖИМ  
ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА НА ПРИМЕРЕ  
БАССЕЙНА р. АРПА

Р е з ю м е

Рельеф водосборных бассейнов, особенно в горных странах, является одним из факторов, влияющих на распределение и режим поверхностного стока. Анализ морфометрических карт и гидрометеорологических показателей указывает на определенную связь между морфометрией рельефа и поверхностным стоком.

В статье рассматриваются некоторые морфометрические показатели рельефа (порядок долин, густота и глубина расчленения, частота долин, уклонов и т. д.) и их влияние на распределение и режим поверхностного стока.

С увеличением уклонов и густоты расчленения склонов, уменьшается длина поверхностного стока и увеличивается его скорость. Водотоки, образовавшиеся из дождевых и талых вод, быстро собираются в руслах рек, уменьшая потери вод от испарения и инфильтрации. На участках рельефа, сильно расчлененных сухими долинами, сток формируется, главным образом, из дождевых и талых вод; паводки и половодья здесь проходят быстро и часто развиваются сели.

В бассейне р. Арпа имеются резкие морфометрические отличия как между морфогенетическими типами рельефа (складчато-глыбовые горы, вулканические плато и массивы, наклонные аккумулятивные плато и т. д.), так и вертикальными горными зонами (низкие, средне—высотные и высокие горы), вследствие чего отдельные участки отличаются своеобразием питания, режима и распределения поверхностного стока.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, 1963.
2. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовского университета, 1960.
3. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовского университета, 1960.
4. Философов В. П. Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. Сб. статей «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Изд. Саратовского университета, 1963.
5. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гос. изд. иностранной литературы. М., 1948.
6. Birot P. Reflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau, II, III, „Z. Geomorphol“, 1961, 5, №2.
7. Scheidegger A. E. The algebra of streamorder numbers. „Geol. Surv. Profess. Paper“ 1965, № 525-B.
8. Young A. Characteristic and limiting slope angles. „Z. Geomorphol.“, 1961, 5, №2.

УДК 551.332.2(479.25)

А. Р. ДАВТЯН

## К ВОПРОСУ О ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

На территории Армянской ССР большое распространение имеют высокие речные (180—220 м) террасы (рр. Ахурян, Памбак, Дебед, Аракс, Арпа, Воротан, Цав, Вохчи и др.), сложенные мощными валунно-галечными образованиями.

Возраст этих террас многими исследователями (А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, С. П. Бальян, Н. В. Думитрашко) принимается как верхнеплиоценовый (апшеронский).

По мнению указанных авторов, присутствие в валунно-галечных отложениях валунов диаметром до 2—3 м, смешение различных фракций на небольших отрезках, хорошая окатанность и слоистость отложений указывают на их водноледниковый и пролювиальный генезис. Помимо того, А. Т. Асланян и С. П. Бальян [3] отмечают наличие экзарационных форм рельефа, в виде каров и др. в толще туфобрекчий нижнего плиоцена, между р.р. Арпа, Воротан и Нахичеван.

Таким образом, по их мнению, в верхнем плиоцене (апшерон) в Армянской ССР и прилегающих частях Малого Кавказа наивысшие точки хребтов были охвачены оледенением, а водноледниковые отложения широко распространены в предгорьях.

Нами в бассейне оз. Севан было отобрано для палинологических исследований около 50 проб в основном из верхнеплиоценовых отложений (районы сс. Сарнягуб, Варденик, Мартуни и скважины Масрикской равнины, пробуренные гидрогеологической партией УГ в 1957 г.—№ 30, 33 и др., глубины 60—80 до 250 м).

Споро-пыльцевой спектр вышеуказанных отложений в основном состоит из травянистых представителей (75—90%) нагорных степей и полупустынь. Пыльца древесных встречается редко (10—25%). По-видимому, редкий древесный покров сохранился только по долинам, вдоль рек.

В 20 образцах, взятых из галечно-песчаных отложений Советашенской и Ахавнадзорской террас Я. Б. Лейе почти не обнаружена пыльца древесных пород и споры папоротников. Ею среди древесных отмечен только *Salix* sp. (ива), а среди споровых—водный папоротник *Salvinia*. В спорово-пыльцевых спектрах свыше 90% составляет травянистый тип растительности, причем господствующее положение принадлежит маревым и сложноцветным.

Ландшафт указанного района, по мнению Я. Б. Лейе, представлял собой безбрежные луговые пространства с заболоченными водоемами и ивовыми зарослями. На более возвышенных участках территории Сове-

ташена существовали полярные полупустыни, переходящие в солонцы. Климат, судя по палинологическому комплексу, был умеренный и сухой.

В долине р. Воротан (районы с.с. Бриакот, Борисовка, Сисиан и др.), в отобранных 22-х образцах из галечников, относимых к верхнему плиоцену, Я. Б. Лейе обнаружены из древесных *Salix* sp. (ива) и *Populus* sp. (тополь); из споровых обнаружен водный папоротник—*Salvinia*. Эти формы составляют 10—30%.

В этих спорово-пыльцевых спектрах господствует (70—90%) травянистый тип растительности. Приведенная выше флора характерна для умеренных климатических условий.

Таким образом, вышеприведенный материал по флористическим комплексам верхнего плиоцена, на наш взгляд, дает достаточное основание утверждать, что в верхнем плиоцене территория Армянской ССР оледенению не подвергалась.

Следует отметить, что к такому же выводу пришел ранее и Ю. В. Саядян [2], изучив апшеронские галечные образования предгорий Ширакского хребта. По его данным в Апшероне на окружающих Ширакскую котловину склонах отлагались континентальные галечные образования, которые по своему происхождению не были связаны с ледниками, потому что Ширакский и Базумский хребты в то время имели теплолюбивую (степную) флористическую формацию, исключая оледенение.

Известно, что первопричиной возникновения ледников все же следует считать палеоклиматические изменения (резкие похолодания) на нашей планете. С другой стороны мы знаем, что новейшие дифференциальные движения и вулканизм имели определенное значение для образования ледников. Если с этой точки зрения подойти к затронутому вопросу, то увидим, что и новейшие поднятия не способствовали образованию ледников в верхнем плиоцене.

Известно, что в верхнем плиоцене Малый Кавказ испытывал относительное общее опускание, приводившее к сглаживанию и планации рельефа.

Но наряду с общим опусканием происходили и дифференциальные движения (поднятия и опускания), приведшие к образованию больших озерных водоемов, по времени соответствующих акчагыльской и апшеронской трансгрессиям. По данным Н. И. Андрусова и С. С. Кузнецова, в этих водоемах, абсолютная отметка которых не превышает 300 м, обитала дрейссеновая фауна.

Кроме того, абсолютные отметки районов развития верхнеплиоценовых террас не превышают 1200—1500 м, а широко развитые региональные поверхности выравнивания среднего-верхнего миоцена в настоящее время приподняты на абсолютные отметки 2000—2200—2400 м. Следовательно, превышение миоценовых поверхностей выравнивания над верхнеплиоценовыми высокими (180—200—220—250) галечными террасами колеблется в пределах 500—700—1000 м. По данным А. А. Габриеляна и Н. В. Думитрашко [3], существует сравнительно небольшое (300—400) относительное превышение древних высоких олигоценых

поверхностей (с абсолютными отметками 2700—2800 и 3000—3200—3800 м), развитых на Базумском, Халабском, Памбакском, Цахкуняцком, Арегунийском, Севанском и др. хребтах над более молодыми, средне-верхнемиоценовыми поверхностями (с абсолютными отметками 2000—2200—2400 м). Последнее обстоятельство несомненно говорит о том, насколько справедливо отмечают вышеуказанные авторы существование к концу нижнего миоцена низкогорного рельефа. Теперь, если учесть, что образование более молодых средневерхнемиоценовых поверхностей выравнивания продолжалось вплоть до верхнего плиоцена, то нетрудно заключить, что в верхнем плиоцене абсолютные отметки наиболее приподнятых хребтов не превышали 1000—1300 м. Начиная с конца верхнего плиоцена и начала нижнечетвертичного времени идет интенсивное формирование современного высокогорного рельефа, достигающее максимума в средне-верхнечетвертичное время.

Таким образом, подводя итог вышеизложенному, мы допускаем, что в верхнем плиоцене на территории Армянской ССР ни климатические условия, ни абсолютные отметки не благоприятствовали образованию ледников. Что касается высоких верхнеплиоценовых галечных террас, то, на наш взгляд, они являются селевыми-пролювиальными образованиями.

Управление геологии  
СМ Армянской ССР

Поступила 10.11.1969.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван, 1958.
2. Саядян Ю. В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ереван, 1968.
3. Геология Армянской ССР. Том I, геоморфология. Изд. АН Армянской ССР. Ереван, 1962.

УДК 553.068.4

С. М. МАТЕВОСЯН, Э. М. МАДАТЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ  
ЗОДСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ввиду того, что зона окисления сульфидных руд является особым генетическим типом золоторудных месторождений, имеющим важное промышленное значение, и переработка этих руд требует особого технологического подхода, зона окисления и вопросы вторичной зональности руд Зодского золоторудного месторождения заслуживают серьезного внимания.

Размеры и очертания окисленных руд Зодского месторождения в плане определяются контурами первичных рудных тел на данном сечении, отвечающем уровню современной эрозии. Они то суживаются до тонких полос, то опять расширяются в виде новых мощных рудных раздувов, а местами, переплетаясь или сливаясь друг с другом, образуют мощные узлы сложного очертания. Зоны эти, как наиболее слабые, послужили путями циркуляции подземных вод.

По физико-химическим условиям, вещественному составу и различной степени окисления, руды Зодского месторождения можно подразделить на три зоны:

1. Зона окисления, сложенная бурыми железняками, с реликтами сульфидных руд.
2. Зона частичного выщелачивания, представленная рудами.
3. Зона первичных или сульфидных руд, представленная кварц-карбонатной породой с сульфидной минерализацией (рис. 1).

Зона окисления Зодского месторождения не является однородной, различные ее горизонты находятся в различных стадиях развития. Так, близповерхностные горизонты, как обычно, принадлежат к более ранним стадиям развития зоны окисления. Они подвергались энергичному воздействию окисляющих и растворяющих агентов, которые вызывали здесь неизмеримо более резкие изменения, чем в глубоких горизонтах. Тем не менее, нацело окисленных руд на Зодском месторождении, даже в приповерхностной зоне, почти не встречается.

Вертикальная глубина зоны окисления (включая и зону выщелачивания), по данным пройденных выработок, составляет в среднем 120 м. По отдельным зонам, находящимся в более благоприятных условиях для просачивания метеорных вод, процессы окисления проникали в более глубокие горизонты (шт. 25, штрек 5, рассечка 2).

Нижняя граница зоны окисления выражена не четко. Она связана постепенными переходами с зоной сульфидного оруденения. Промежуточный горизонт выщелоченных руд по минералогическому составу и

по содержанию металла не выделяется. В пределах зоны окисления участки с убогими рудами также не встречаются. Не установлено также развития богатых горизонтов руд. По имеющимся четырем горизонтам, а также по восстающим выработкам, золото распределяется относительно равномерно как в окисленных, так и в сульфидных рудах. Наиболее благоприятным для образования зоны вторичного обогащения по геологическим условиям является горизонт 2366 м. Однако и здесь среднее содержание золота не превышает среднего содержания по месторождению. Поэтому наличие зоны вторичного обогащения на Зодском месторождении исключается.

При изучении вещественного состава руд зоны окисления выявлено более 48 гипергенных минералов, перечень которых приводится ниже:

Гипергенные минералы Зодского месторождения

Часто встречающиеся		Редко встречающиеся	
Гётит	Опал	Медь	Вермикулит
Гидрогётит	Бисмутит	Аннабергит	Аттапульгит
Лимонит	Монтанит	Эритрин	Эммонсит
Пирролюзит	Смитсонит	Монтмориллонит	Церуссит
Ковеллин	Малахит	Милошит	Теллурит свинца
Халькозин	Азурит	Керолит	Сервантит
Скородит	Магнезит	Галлуазит	Хризоколла
Непуит	Золото	Валентинит	Блекент
Гарниерит	Серебро	Стибиконит	Кермезит
Каолинит	Фуксит	Бисмит	Сепиолит
Кальцит	Тенорит	Заратит	
Кварц	Псилломелан	Селормонтит	Борнит
Халцедон			

Описание минералов зоны окисления приводится по материалам Т. А. Твалчрелидзе, Н. И. Тагуновой, Ш. О. Амиряна, Зодской геолого-разведочной экспедиции и др.

По составу гипергенных минералов руды зоны окисления представлены почти исключительно гидроокислами железа-гидрогётитом и гётитом, связанными взаимными переходами. Прочие гипергенные минералы занимают подчиненное положение. Среди минералов по форме легко отличаются остаточные и перенесенные лимониты. Последние отлагались из нисходящих вод по трещинам. В более глубоких горизонтах от поверхности земли (гор. 2447, частично 2366 м) в рудных зонах в изобилии встречаются лимониты, придающие всей зоне ржаво-бурую окраску. Макроскопические и микроскопические наблюдения показывают, что в рудных зонах Центрального участка, в особенности в рудах с брекчиевидной текстурой, перенесенный лимонит почти отсутствует. Основная масса лимонита представлена остаточной разностью. Наблюдается некоторая связь процессов окисления с текстурами и структурами руд.

Текстуры руд Зодского месторождения широко представлены брек-

чневидными разностями. Относительно меньше встречаются равномерно вкрапленная, ленточная и пятнистая текстуры. Упомянутые текстуры руд (за исключением широко развитых брекчиевидных) являются благоприятными для перераспределения золота. Цементом для брекчиевидных текстур служит более поздняя генерация кварца, что значительно затрудняло процесс вторичного обогащения. В ленточных текстурах сплошность минералов способствовала быстрому и полному окислению. В этом отношении можно было ожидать вторичное обогащение по рудным телам или участкам рудных тел с ленточной текстурой и со сплошными рудами, которые на месторождении имеют ограниченное развитие.

Минералогический и химический состав руд в известной степени должен влиять на интенсивность миграции золота, с этой точки зрения жильный кварц практически является инертным минералом. Большое развитие его в рудных жилах Зодского месторождения является отрицательным показателем.

Нередко в составе рудных жил участвуют, в значительных количествах, карбонаты железа и кальция. Содержание карбонатов очень высоко также во вмещающих породах. Известно, что большое количество карбонатов в составе жил или боковых вмещающих пород приводит к утрате кислотного характера рудничных вод, что не содействует миграции золота (М. Н. Альбов, 1960).

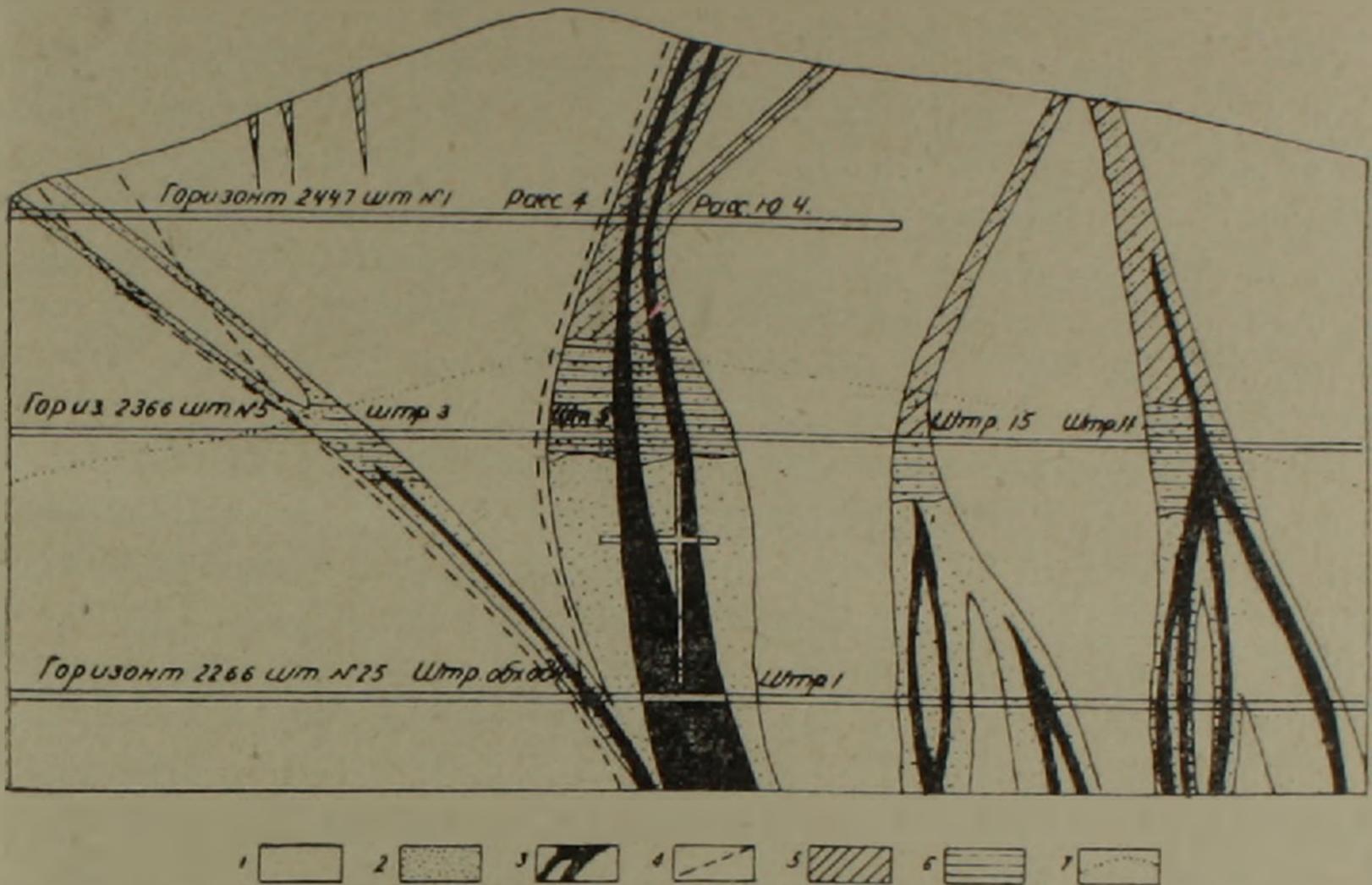
В местах, где в рудах имелись сульфиды—носители первичного тонкодисперсного золота, в частности пирит, при окислении золото могло освобождаться и переноситься в глубину. Однако этот процесс также не мог протекать особенно интенсивно, так как в виду ограниченного разнообразия сульфидов возникновение электрохимических явлений не могло иметь место в достаточной мере. В естественных выходах и вблизи дневной поверхности широко развито выщелачивание пирита, с образованием в кварце пустот. В связи с выщелачиванием пирита и высвобождением связанного с ним тонкодисперсного золота имеет место некоторое понижение золотоносности руд у поверхности. Существенное указание на характер выщелачивания дает содержание теллура. В бурых железняках содержание теллура в среднем достигает 46 г/т, а в сульфидных рудах—74 г/т.

Морфология зон и изменение мощности по падению могут сильно влиять на интенсивность окисления и миграцию элементов (М. Н. Альбов, 1960). Рудные тела Зодского месторождения обладают значительной мощностью, и их мощность с глубиной увеличивается.

Все рудоносные зоны Зодского месторождения, за исключением четвертой, имеют крутое падение (75—90°). Послерудные смещения жил на месторождении имеют ограниченное распространение.

Суммируя все сказанное, нельзя не признать, что условия для значительного перемещения золота на Зодском месторождении в общем не очень благоприятны. Совокупность условий не благоприятствует значительной миграции золота, поэтому и зона обогащения отсутствует. Составленный по содержанию металла разрез по первой рудной зоне

(фиг. 2) и разрез вкрест простирания рудных тел (фиг. 1) показывают, что распределение золота в окисленных и сульфидных рудах подчиняется одним и тем же закономерностям. Во всех случаях рудные тела являются едиными, поэтому не приходится говорить о какой-либо существенной миграции золота.



Фиг. 1. Схематический разрез зоны окисления Зодского месторождения. 1. Боковые породы. 2. Зоны гидротермально измененных пород. 3. Промышленные рудные тела. 4. Тектонические нарушения. 5. Зона окисления. 6. Зона выщелачивания. 7. Уровень грунтовых вод.



1 2 3 4 5

Фиг. 2. Распределение золота в окрестности первого рудного тела в условиях выщелачивания

1. от 1 до 10; 2. от 10 до 20; 3. от 20 до 40; 4. от 40 до 70; 5. от 70 и выше

Если принять во внимание высказывание академика С. С. Смирнова (1951), что длительной переработкой поверхностными водами одна и та же порция золота может неоднократно переходить в раствор, испытывая каждый раз пусть ничтожное, но преобладающее вниз направление, то некоторое обеднение поверхности и обогащение на глубине не исключается. И действительно, естественные выходы окисленных руд Зодского месторождения большей частью имеют низкое содержание золота и серебра. Среднее содержание золота по поверхности в ряде случаев вдвое меньше среднего по месторождению, поэтому отрицательные результаты анализов на поверхности не могут служить основанием для оценки золотоносности их глубинных частей. Это доказано для Центрального участка и имеет очень важное значение для дальнейшего ис-

Известия, XXII, 3—5

следования Западного и Восточного флангов месторождения, где имеющиеся окисленные зоны требуют изучения на глубине.

В процессе окисления руд Зодского месторождения происходило изменение их химического состава, наиболее важным являлось окисление сульфидных минералов, которые являются основными носителями золота.

О степени разложения сульфидов можно судить по количеству свободной и связанной серы. Для окисленных руд процент связанной сульфидной серы составляет от 3,5 до 12,4% от общего количества серы, тогда как для сульфидных руд свободная сера составляет либо ничтожные доли, либо совершенно отсутствует. Для окисленных руд отмечены случаи низкого содержания свободной серы в отношении общей, что объясняется либо механическим переносом, либо переносом в растворенном состоянии.

Другим более надежным показателем окисленных руд является, как известно, соотношение окисного железа к общему железу. В окисленных рудах процент окисного железа доходит до 74 и более процентов от общего железа. Нижнюю границу можно принять в 35%, учитывая и выщелоченные руды. Содержание общего мышьяка и мышьяка в окисной форме также может дать определенное представление об интенсивности процессов окисления. По анализу двух проб мышьяк в окисной форме составляет 88% от общего количества мышьяка. О других гипергенных изменениях свидетельствует увеличение  $\text{SiO}_2$  от 35% в сульфидных рудах до 65—70% в окисленных рудах.

Ниже приводится часть анализов только по тем элементам, которые могут быть использованы при определении степени окисления\*.

Компоненты	Результаты анализов окисленных руд				Результаты анализов сульфидных руд		
	I	II	III	IV	V	VI	VII
$\text{SiO}_2$	69,76	57,2	58,5	51,92	53,71	30,24	34,45
S общ.	0,17	0,62	0,87	2,51	1,65	5,98	3,7
S сульфид.	0,02	0,02	0,13	0,14	0,09	0,03	3,11
Fe общ.	6,2	7,72	5,19	9,6	8,3	9,48	6,33
Fe окис.	—	—	10,54	6,5	6,0	1,10	2,20
As общ.	0,43	0,43	—	0,49	0,71	4,00	0,26
As окис.	0,33	0,38	—	—	—	—	—
V	0,003	0,0028	0,0044	0,0028	0,0076	0,0076	0,0060

Учитывая тот факт, что значительная часть золота связана с сульфидами, учет разложения сульфидов, в особенности пирита, имеет особо важное значение при изучении зоны окисления.

При разложении сульфидов золото освобождалось, что приводило к образованию определенного количества, так называемого «ржавого» золота, т. е. золота, покрытого пленкой, образовавшейся из продуктов

\* Анализы выполнены в институтах Северо-Кавказского ГИИ, ЦНИГРИ, НИГМИ, ИГН АН Армянской ССР и др.

разложения данного сульфида. Наличие «ржавого» золота установлено рациональными анализами технологических и других проб. При этом, в сульфидных рудах количество «ржавого» золота составляет от 2,4 до 4,3% от общего его количества, а в окисленных рудах оно составляет от 5,76 до 16,7%.

Для определения границы зоны окисления произведены специальные исследования путем анализа проб на предмет определения содержания окисного и общего железа в рудах по восстанию первой рудной зоны из горизонта 2266 м к горизонту 2366 м.

Таким образом было установлено, что граница зоны окисления проходит по горизонту 2366 м, где одновременно встречаются окисленные и сульфидные руды.

### В ы в о д ы

1. Вертикальная глубина зоны окисления, по данным пройденных выработок, составляет в среднем 150 м.

2. Зона вторичного обогащения на Зодском месторождении не установлена (по пройденным четырем разведочным горизонтам наблюдается относительно равномерное распределение металла по вертикали, горизонт каких-либо богатых руд в смешанных или сульфидных рудах не устанавливается). Установлено только незначительное перемещение золота по вертикали в приповерхностных частях месторождения.

3. Заниженные результаты анализов на золото по пробам, взятым с поверхности, не могут служить основанием для практической оценки золотоносности без изучения глубоких горизонтов, что имеет решающее значение в оценке флангов месторождения.

4. В поверхностных, окисленных частях в минералогическом составе руд, кроме типичных минералов зоны окисления, нередко встречаются также первичные сульфидные минералы, что говорит о том, что чистых окисленных руд на Зодском месторождении нет. Руды Зодского месторождения в промышленном отношении делятся на смешанные и сульфидные.

5. Параметрами, позволяющими выделять смешанные и сульфидные руды, могут служить продукты окисления: сера, железо и др., однако в виду их изменчивости и миграции они не могут быть безошибочно применены при промышленных испытаниях. Единственным способом нужно считать определение количества «ржавого» золота путем рационального анализа.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Альбов М. Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Госгеолтехиздат, 1960.
2. Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С., Крестовников А. Н., Кувлчинский В. В. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
3. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. Изд. АН СССР, 1951.

Х. О. ГЕВОРКЯН

КОМПЛЕКСНАЯ ТЕРМОГРАММА ИСКУССТВЕННОЙ СМЕСИ  
КАОЛИНА, КВАРЦА И ПОЛЕВОГО ШПАТА

В технической петрографии ряд исследований посвящено изучению искусственных смесей каолина, кварца и полевого шпата, которые имеют большое применение в производстве тонкокерамических изделий типа фарфора. Тончайшие микроструктурные особенности строения таких материалов описаны в работах Д. С. Белянкина [1], В. В. Лапина [2] и др.

За последние годы метод комплексного термического анализа получил применение как для изучения структурных изменений, происходящих в минералах при нагревании, так и для установления минерального состава смеси. Комплексный термический анализ одновременно использует несколько различных способов—термогравиметрию, дилатометрию, тепловые эффекты и др. При этом дилатометрическая кривая часто оказывается более чувствительным способом регистрации термического процесса, чем обычная дифференциальная температурная кривая.

В табл. 1 приведен состав исходного сырья, примененного в настоящей работе для термографического исследования смеси каолина, кварца и полевого шпата.

Таблица 1

Исходные материалы	Содержание окислов (в %)							
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п. п. и.
Каолин, Просяновский	46,69	37,42	0,44	0,79	0,55	0,12	0,80	13,35
Полевой шпат, Чупинский	64,74	19,10	0,10	0,19	0,17	2,44	12,51	0,71
Кварц (жильный)	99,1	0,28	0,13	0,09	0,20	—	—	—

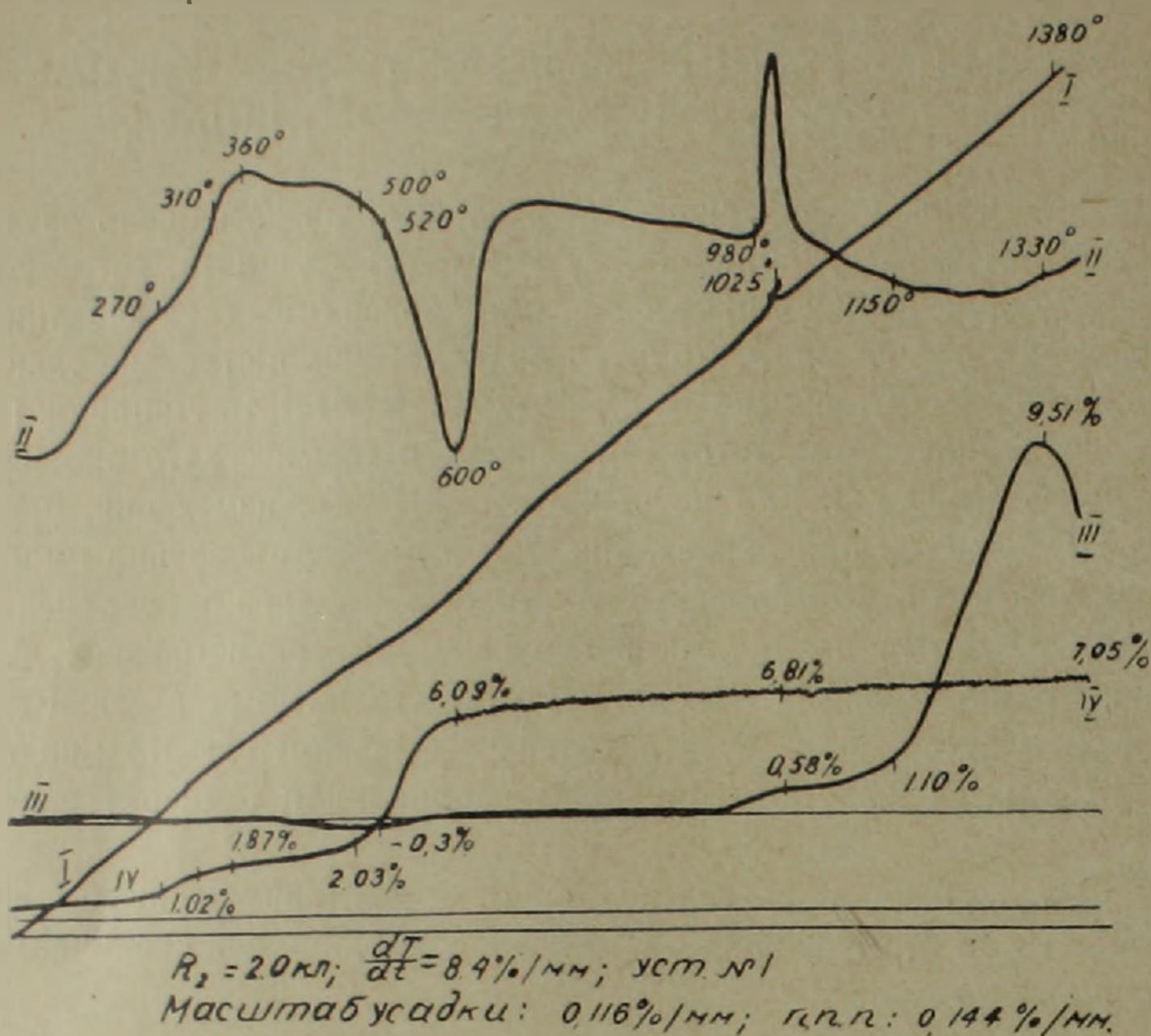
После предварительного тонкого помола исходных материалов, была приготовлена смесь, содержащая 42% каолина, 28% кварца и 30% полевого шпата. Перемешивание смеси производилось в фарфоровой мельнице в течение 16 часов.

Комплексная термограмма смеси\* была получена на установке ГИЭКИ, которая разработана и описана [3] Г. Н. Воронковым.

Полученная комплексная термограмма (рис. 1) включает кривую изменения веса (IV), дилатометрическую кривую (III) и дифференциальную температурную кривую (II).

\* Термограммы для других смесей каолина, кварца и полевого шпата не приводятся, так как они имеют такой же характер, с небольшими отклонениями.

Как можно видеть, между этими кривыми имеется хорошее соответствие отклонений, которые по разному регистрируют одни и те же термические процессы.



Фиг. 1. Комплексная термограмма искусственной смеси каолина, кварца и полевого шпата. I — температурная кривая; II — дифференциальная кривая; III — дилатометрическая кривая; IV — кривая изменения веса.

Результатирующее действие двух явлений: термического расширения и усадки, выражается дилатометрической кривой, на которой можно выделить пять периодов обжига, отличающихся по характеру объемных изменений:

**I период** от 20 до 520°C — соответствует термическому расширению, когда еще не происходит существенных структурных изменений массы: одновременно происходит небольшое изменение веса (до 2—3%), связанное с удалением адсорбированной влаги.

**II период** — происходит усадка — ускоренная от 520 до 600°C и затем медленная от 600 до 980°C. Ускоренная усадка соответствует эндотермическому эффекту на температурной кривой, что выражает дегидратацию каолина и на кривой изменений веса наблюдается участок резкого уменьшения веса.

**III период** — усадка, ускоренная от 980 до 1125°C и замедленная от 1025 до 1150°C. Сравнение с дифференциальной температурной кривой показывает соответствие ускоренной усадки первому экзотермическому эффекту, который обусловлен структурными изменениями каолинитового вещества.

IV период—от 1150 до 1330°C—резкое уменьшение объема, связанное с плавлением полевого шпата.

V период—выше 1330°C—наблюдается некоторое увеличение объема, что может быть объяснено как полиморфными превращениями кварца, так и вторичным порообразованием.

Для толкования процессов, наблюдаемых на кривых комплексной термограммы, приготовленную смесь каолина, кварца и полевого шпата в виде прессованных образцов (10,0×1,0×0,5 см) обжигали в лабораторной силитовой печи при разных температурах от 950 до 1400°C, со скоростью нагрева 3° в минуту и выдержкой в течение 150 минут при каждой температуре, с последующим микроскопическим описанием шлифов обожженных образцов, изученных с помощью поляризационного микроскопа.

Таблица 2

Т-ра обжига °С	Компоненты сырьевой смеси		
	каолин	полевого шпата	кварц
950 ↓ 1100	Криптокристаллическое вещество со слабым двупреломлением	Неизменная структура полевого шпата, с полисинтетическими двойниками	Угловатые зерна кварца без изменений
↓ 1200	Криптокристаллическое вещество, содержащее дисперсный муллит	Слабое оплавление по краям зерен. Редкие зерна с полисинтетическими двойниками	Угловатые зерна с тонкой каемкой метакристобалита (N = 1,485)
↓ 1350	Муллитизированное криптокристаллическое вещество, по контакту со стеклом содержит игловидный муллит	Неоднородное полевошпатовое стекло, содержащее игловидный муллит	Заметное оплавление зерен, окруженных каемкой метакристобалита (N = 1,486). Кремнезем-полевошпатовое стекло
↓ 1400	Муллитизированная криптокристаллическая масса (N = 1,525—1,535), часто содержит игловидный муллит	Развитая стеклофаза (N = 1,490—1,500) с участками игловидного муллита часто на границе округлых пор	Немного оплавленных зерен кварца (5—30 мк) с каемкой метакристобалита. Кремнезем-полевошпатовое стекло

В табл. 2 приведена температурная последовательность микроструктурных изменений при обжиге смеси каолина, кварца и полевого шпата.

Приведенные данные (табл. 2), показывают, что в изучаемых составах главными процессами являются муллитизация и стеклообразование.

Наибольшей сложностью характеризуется состав стекловидной фазы; последняя меняется в зависимости от температуры нагрева и количественного соотношения трех компонентов сырьевой смеси. Кроме то-

го гомогенизация стеклофазы весьма замедляется из-за высокой вязкости расплава, в результате чего даже в пределах одного и того же участка стекло неоднородно, что хорошо устанавливается измерением его показателя преломления.

Разнообразие стекол и переменность их состава затрудняет создание четкой классификации разновидностей стекловидной фазы в тонкокерамических продуктах; только с оговоркой о все еще недостаточной изученности стеклофазы, следует принять, что в тонкокерамических продуктах можно различать:

I. Полевошпатовое стекло ( $N=1,491$ ).

II. Кремнезем-полевошпатовое стекло, окружающее зерна остаточного кварца ( $N=1,468$ ).

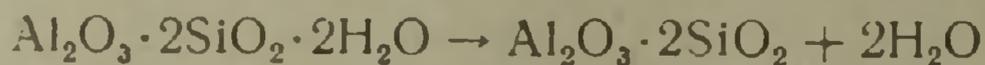
III. Кремнезем-полевошпатовое стекло с включениями муллита ( $N=1,495$ ).

IV. Стекло в пределах частиц измененного каолинита ( $N=1,550$ ).

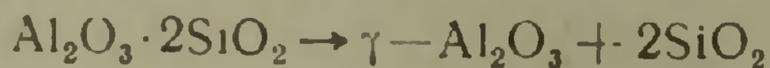
На основании вышеприведенных данных, а также с учетом результатов предыдущих исследований (4,5) можно сделать заключение о том, что при нагревании искусственной смеси каолина, кварца и полевого шпата происходят следующие процессы:

I. До  $1150^{\circ}\text{C}$ —процессы в твердой фазе, это—

а) изменения каолинита при нагревании; несмотря на отсутствие общепринятого толкования этих процессов, тем не менее на основании многих экспериментальных данных, их объяснение можно представить в следующем виде: сперва от  $400$  до  $650^{\circ}\text{C}$  эндотермическая реакция, обусловленная дегидратацией каолинита и образованием метакаолинита



Затем от  $930$  до  $1050^{\circ}\text{C}$  экзотермическая реакция распада метакаолинита в результате разрыва связей между ионами  $\text{Si}^{4+}$  и  $\text{Al}^{3+}$  с одновременной кристаллизацией аморфного глинозема в  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$



Около  $1150^{\circ}\text{C}$ —реакция с небольшим экзотермическим эффектом, соответствующая образованию первичного муллита ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ) из окислов:

б) полиморфное превращение  $\beta \rightarrow$  кварц (при  $573^{\circ}\text{C}$ );

в) изменения внутри кристаллической решетки полевого шпата ( $350\text{—}850^{\circ}\text{C}$ ), связанное с диффузионным перемещением катионов в решетке и превращением ортоклаза в санидин.

Продуктами нагрева до  $1150^{\circ}\text{C}$  являются кварц, полевой шпат и каолиновый остаток, включающий первичный муллит и избыточный аморфный кремнезем.

II. От  $1150$  до  $1200^{\circ}\text{C}$ —развитие муллитизации и превращение аморфного кремнезема в кристобалит. Одновременно происходит плавление полевого шпата и адгезионное смачивание твердых частиц раствором.

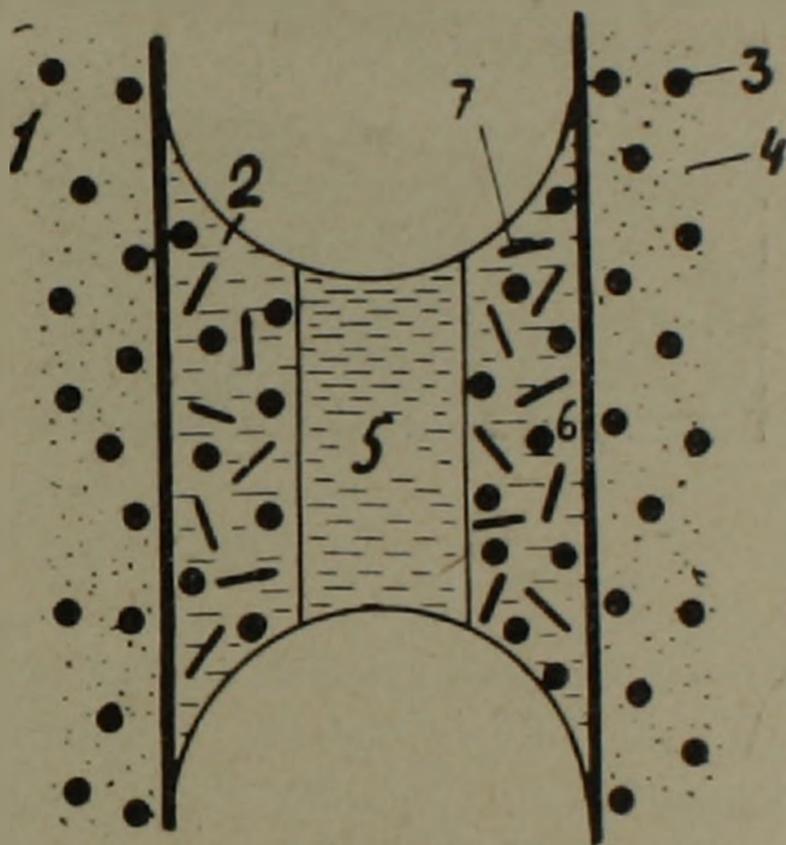
III. От 1200 до 1250°C—взаимодействие полевошпатового расплава с твердыми частицами: а) растворение каолинитового кремнезема в жидкой фазе с образованием кремнезем-полевошпатового расплава;

б) по контурам зерен кварца происходит периферическое оплавление и в результате образуется каемка жидкой фазы, представляющая также кремнезем-полевошпатовый расплав.

IV. От 1250 до 1400°C—процессы перекристаллизации:

а) в результате растворения  $\text{SiO}_2$  расплав становится более кислым, по сравнению с чистым полевошпатовым расплавом, что вызывает растворение муллита;

б) насыщение расплава ионами  $\text{Al}^{3+}$  и последующая кристаллизация вторичного муллита игловидной формы. Эти процессы, протекающие в основном в точках соприкосновения зерен измененного каолина с жидкой фазой, приводят к образованию контактной зоны, представленной схематично на рис. 2;



Фиг. 2. Схема образования контактной зоны. 1— каолинитовый остаток; 2— контактная зона; 3— первичный муллит; 4— аморфный кремнезем; 5— полевошпатовый расплав; 6— кремнезем-полевошпатовый расплав; 7— вторичный муллит.

в) уменьшение количества остаточного кварца; при этом увеличивается слой кремнезем-полевошпатового расплава в результате взаимодействия кварца с жидкой фазой;

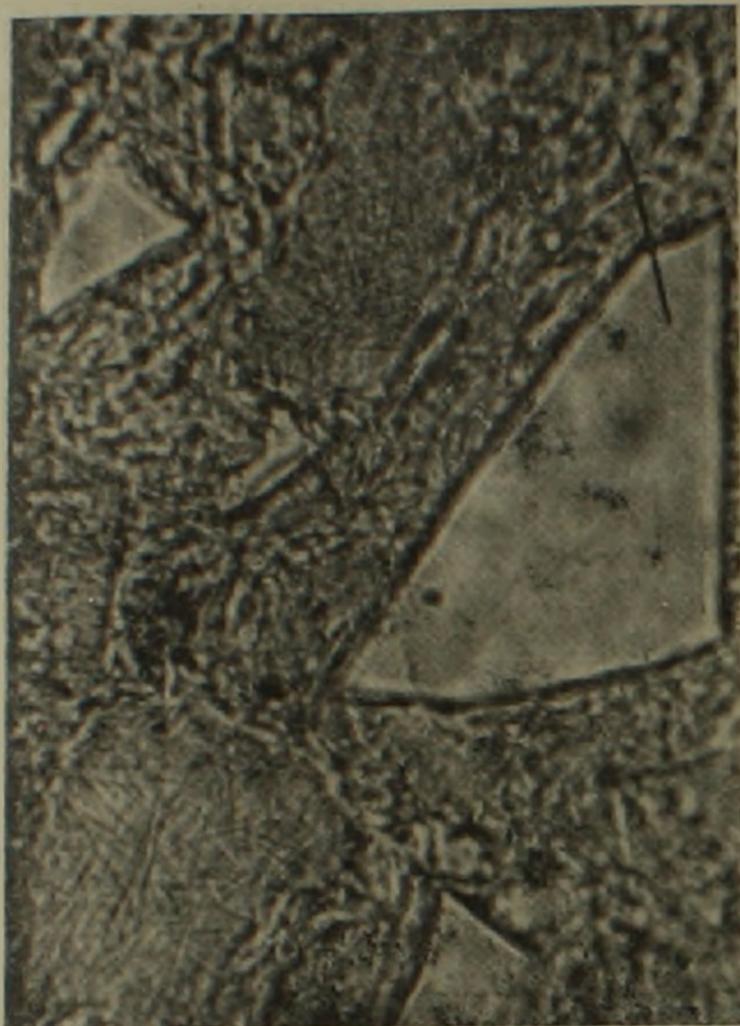
г) образование изотропного метакристобалита вокруг зерен кварца;

д) появление замкнутых пор сферической формы, что объясняется следующим образом: в обжигаемой массе образуется газовая фаза, содержащая воздух, водяной пар и углекислоту. При высоких температурах обжига, происходит увеличение количества стекловидной фазы и уменьшение ее вязкости; при этом расширение газовых пузырей вызывает пластическую деформацию расплава с образованием сферических пор.

В результате вышеперечисленных процессов обжига искусственной смеси каолина, кварца и полевого шпата образуется тонкокерамический

продукт (типа фарфора), микроструктура которого (рис. 3) в наиболее завершенном ее состоянии включает:

- а) первичный муллит;
- б) кристобалитизированный кремнезем;
- в) полевошпатовое стекло;



Фиг. 3. Смесь каолина, кварца и полевого шпата, обожженная при 1350°С (без анализатора,  $\times 580$ ).

- г) кремнезем-полевошпатовое стекло;
- д) игловидный (вторичный) муллит;
- е) оплавленный кварц;
- ж) слой метакристобалита вокруг зерен кварца;
- з) поры округлой формы, замкнутые.

Ереванский политехнический институт

Поступила 23.X.1968.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бебянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Изд. АН СССР, М., 1952.
2. Лапин В. В. Физико-химические основы керамики. Промстройиздат, М., 1956.
3. Воронков Г. Н. Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. Вып. II, М., 1953.
4. Будников П. П., Геворкян Х. О. Фарфор, Росгизместпром, М., 1955.
5. Геворкян Х. О. Известия АН Арм. ССР (техн. н.), XXI, № 2, 1968.

УДК 543.42.062

Г. М. МКРТЧЯН, М. Т. БОЯДЖЯН

К МЕТОДИКЕ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СПЕКТРОГРАФИЧЕСКОГО  
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ  
ЖЕЛЕЗА В МАГНЕТИТАХ

(Сообщение 2-ое)

Факторы, влияющие на закономерности распределения элементов-примесей в минералах, и в частности в магнетитах, весьма разнообразны. Выявление этих факторов может оказать существенную помощь при изучении условий и особенностей эндогенного минералообразования. При этом очень важно иногда выявлять даже незначительные колебания в содержании элементов-примесей в минералах, т. к. роль этих факторов, в зависимости от условий минералообразования, может проявляться с различной интенсивностью. И поэтому при изучении закономерностей распределения элементов-примесей в минералах зачастую требуется высокая точность аналитических исследований.

С этой целью нами были проведены дополнительные исследования к ранее опубликованной методике количественного спектрографического определения элементов группы железа в магнетитах (Г. М. Мкртчян, С. Б. Абовян, 1968).

Проведенными ранее исследованиями были определены оптимальные условия экспрессного анализа:

Спектрограф дифракционный, ДФС-13, с решеткой 600 штр./мм; магнетиты перед анализом смешиваются с буфером (угольным порошком) в отношении 1:2 и помещаются в кратеры верхнего и нижнего электродов, имеющих форму узких трубочек с наружным диаметром 3 мм и внутренним—1,5 мм. Съемка спектров производится при силе тока 15 а на фотопластинках СП тип I чувствит. I по ГОСТУ до полного испарения образцов (4—4,5 мин.). Аналитические графики строятся в координатах  $S; \lg C$ , где  $S$ —почернение спектральной линии,  $C$ —концентрация. В качестве эталонов используются в основном стандарты ВНИИСО, которые смешиваются между собой и с карбонильным железом особой чистоты для получения набора необходимых концентраций.

Для повышения точности анализа были изучены физико-химические свойства и характер поведения в дуговом спектральном источнике анализируемых элементов. На фиг. 1 приведены кривые испарения элементов:  $Cu, V, Ti, Ni, Cr, Fe, Mn, Ag, Ge, Co, Zn, Sc$ , из которых следует, что  $V, Ti, Ni, Cr, Fe$  и  $Sc$  испаряются идентично; это позволяет предположить возможность использования скандия в качестве внутреннего стандарта для определения указанных элементов.

Характер испарения марганца близок к таковому для германия. Кобальт в этом отношении занимает промежуточное положение между скандием и германием. Испарение Zn, Ag и Cu существенно отличается от скандия и германия.

Путем статистической обработки результатов специально спланированного эксперимента был количественно обоснован выбор внутренних стандартов и гомологичных пар линий. Эксперимент подтвердил целесообразность использования скандия и германия в качестве внутренних стандартов (табл. 1). Для обеспечения нормального почернения линий сравнения, скандий вводится в буфер в виде  $Sc_2O_3$ , в количестве 0,01%, а германий в виде  $GeO_2$ , в количестве 0,008%.

Таблица 1

Стандартные отклонения ( $\sigma$ ) для различных элементов-примесей в магнетитах при использовании в качестве аналитических критериев: а) абсолютного почернения линий (S), б) разности почернений аналитической линии и линии скандия ( $\Delta S$ ), в) разности почернений аналитической линии и линии германия ( $\Delta S$ )

Элемент и линия сравнения в Å	Определяемый элемент и аналитич. линия в Å								
	Ti I 3186,45	V I 3183,41	Cr I 3014,92	Mn II 2933,06	Co I 3453,51	Ni I 3414,77	Cu I 3273,96	Zn I 3302,59	Ag I 3280,68
а) Не использовано (абсолютные почернения)	0,098	0,083	0,086	0,096	0,070	0,085	0,10	0,065	0,084
б) Скандий I 3273,63	0,026	0,032	0,057	0,11	0,057	0,063	0,14	0,11	0,13
в) Германий I 3039,06	0,073	0,058	—	0,058	0,051	—	0,073	0,076	0,082

Разброс результатов анализа при использовании различных аналитических критериев (табл. 1) позволяет выбрать для каждого элемента наиболее точный способ оценки (табл. 2). Как следует из табл. 1, использование указанных внутренних стандартов не повышает точности определения цинка по сравнению с абсолютными почернениями линий, которые и использовались в качестве аналитических критериев при определении данного элемента.

При необходимости повышения точности определения цинка следует вводить в буфер дополнительный внутренний стандарт—кадмий в количестве 0,06—0,08% в виде водного раствора уксуснокислого его соединения  $Cd(CH_3COO)_2$ . Из таблицы 3 можно сделать вывод о высокой степени гомологичности линий Zn I 3302,6 Å и линии Cd I 3403,7 Å; помимо этого линия кадмия в принятых аналитических условиях свободна от помех.

Для определения серебра используются абсолютные почернения линий ввиду большей простоты расчетов, несмотря на то, что использование германия в качестве внутреннего стандарта несколько повышает воспроизводимость анализа (табл. 1).

Методически интересен вопрос возможности использования в каче-

Таблица 2

Аналитические критерии, использованные при построении градуированных графиков для каждого элемента и соответствующие им: интервалы определяемых концентраций, тангенсы угла наклона графиков (K) и коэффициенты вариации определения концентрации (V)

Аналитический критерий				Интервал определяемых концентраций в %	K*	V
определ. элемент	аналит. линия, Å	элемент сравнения	линия сравнения, Å			
Ti	I 3186,45	Sc	I 3273,63	0,01 — 0,5	1,60	3,7
V	I 3183,41	Sc	I 3273,63	0,001 — 0,1	1,60	4,6
Cr	I 3014,92	Sc	I 3273,63	0,01 — 0,3	1,54	8,7
Mn	II 2933,06	Ge	I 3039,06	0,005 — 0,5	1,38	9,5
Co	I 3453,51	Ge	I 3039,06	0,001 — 0,03	1,96	5,8
Ni	I 3414,77	Sc	I 3273,63	0,001 — 0,03	1,13	8,5
Cu	I 3273,96	Ge	I 3039,06	0,0003 — 0,03	1,54	11,0
Zn	I 3302,59	не использ.	не использ.	0,01 — 0,3	1,33	12,0
Ag	I 3280,68	.	.	0,0001 — 0,005	1,28	14,0

Примечание: коэффициент вариации рассчитывался по формуле:

$$K = 2,3 \frac{\sigma \cdot 100\%}{K} \quad (\text{Налимов, 1960}).$$

где  $\sigma$  — стандартное отклонение, выраженное в единицах почернения (табл. 1), K — тангенс угла наклона графика.

\* Приводимые данные относятся к прямолинейной части графиков; нижняя часть графиков имеет меньший наклон за счет наложения на аналитические линии сплошного фона.

Таблица 3

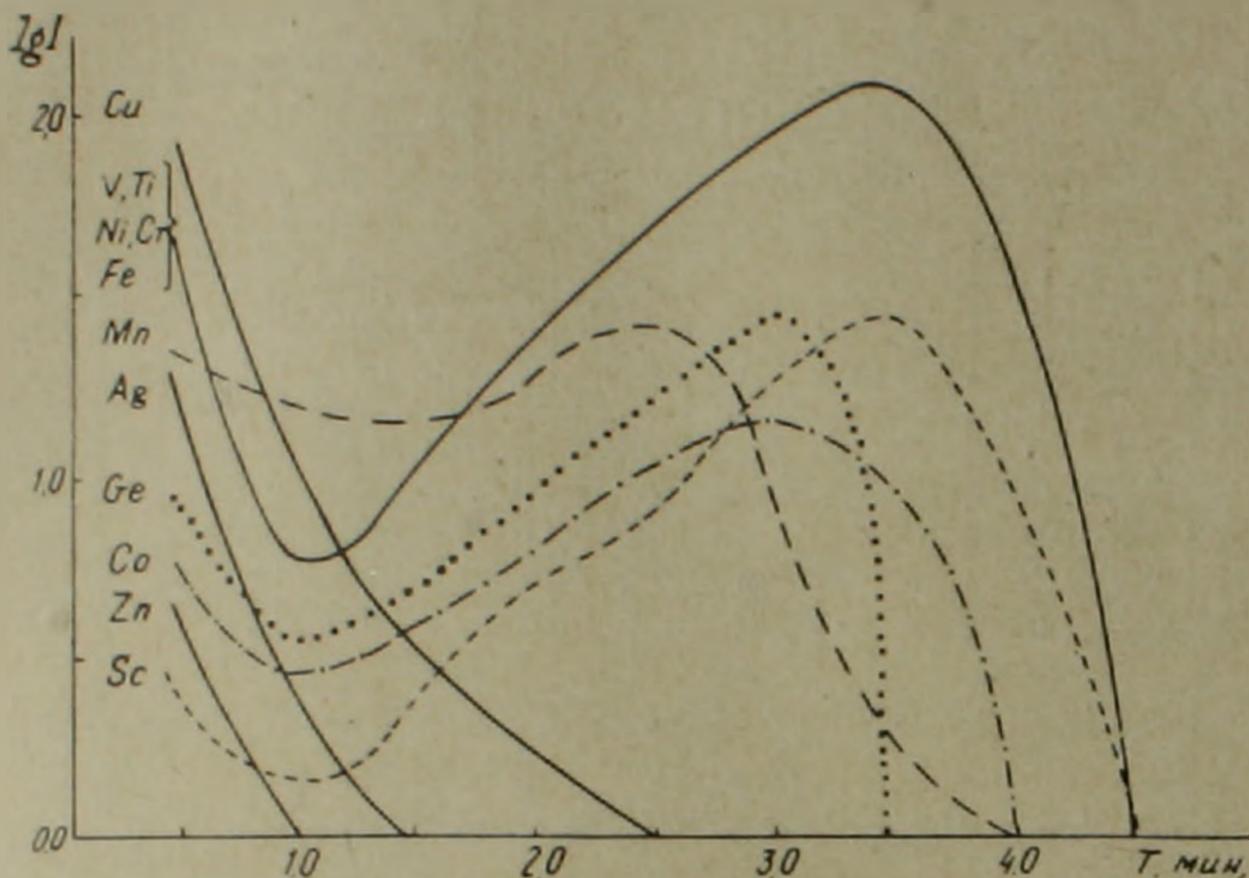
Физико-химические характеристики линий кадмия и цинка

Элемент	Потенц. иониз. в эл.-вольт.	Длина волны Å	Потенц. возбужд. в эл.-вольт
Zn	9,39	I 3302,69	7,78
Cd	8,99	3403,65	7,37

стве внутреннего стандарта элемента основы — железа. Это тем более важно, что наряду с идентичностью характера испарения (фиг. 1) и другими физико-химическими свойствами, в этом случае обеспечивается большая гомогенность анализируемых проб; последняя достигается значительно труднее при введении малых количеств посторонних внутренних стандартов, что может служить источником дополнительных погрешностей анализа (С. А. Боровик, 1942).

Для выяснения этого вопроса был проведен статистический дисперсионный анализ. С этой целью буфер (угольный порошок, содержащий 0,01% скандия) рассыпался ровным слоем на лист бумаги с последующим отбором по площади 20 навесок по 60 мг каждая. Аналогичным

образом было отобрано столько же навесок магнетита (стандартный образец ВНИИСО № 25-б) по 30 мг; каждая пара навесок магнетита и буфера тщательно перемешивалась в агатовой ступке путем перетирания в присутствии спирта с целью обеспечения максимальной однородности в пределах навески.



Фиг. 1. Кривые испарения элементов-примесей из магнетита, смешанного в отношении 1:2 с буфером (угольный порошок), содержащим 0,008% германия и 0,01% скандия.

По каждой такой навеске производилось два параллельных замера почернения спектральных линий скандия и железа, а также Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn. Результаты проведенных подсчетов, приведенные в таблице 4, показывают значительно большую дисперсию (меньшую одно-

Таблица 4  
Результаты дисперсионного анализа однородности распределения скандия в буфере и железа в магнетите при 5% уровне значимости ( $F_{0,05} \cong 2$ )

Элемент	Линия, Å	F	$\sigma_{\text{воспронзн.}}$	$\sigma_{\text{однородность}}$
Скандий	I 3273,63	4,15	7,9	9,9
	II 2552,37	6,54	4,9	8,1
Железо	I 3014,18	2,07	7,1	5,2
	II 2692,84	1,92	7,4	5,0

$\sigma_{\text{воспронзн.}}$  — стандартная погрешность метода в единицах почернения, умноженная на сто.

$\sigma_{\text{однородность}}$  — стандартная погрешность, характеризующая гетерогенность.

F — критерий Фишера, показывающий значимость гетерогенности по сравнению с погрешностью метода.

родность распределения) скандия в буфере по сравнению с железом в магнетите. Степень неоднородности распределения остальных элементов

в пределах магнетита различна (табл. 5); значимое преобладание геохимической дисперсии над методической ( $F > F_{0,05}$ ) наблюдается для ванадия, титана и никеля, в то время как марганец, кобальт, хром и цинк на уровне погрешности анализа распределены гомогенно.

Таблица 5

Гетерогенность распределения элементов в магнетите и ее нивелирование при использовании скандия и железа в качестве внутренних стандартов ( $F_{0,05} \cong 2$ )

Элемент	Линия, Å	F	$\sigma_{\text{воспр.}}$	$\sigma_{\text{одн.}}$	Элемент сравнения					
					скандий			железо		
					F	$\sigma_{\text{в.}}$	$\sigma_{\text{одн.}}$	F	$\sigma_{\text{в.}}$	$\sigma_{\text{одн.}}$
Титан	II 2764,82	2,4	4,8	4,0	17,1	2,2	6,2	1,2	4,5	1,5
Ванадий	II 2683,09	5,5	4,7	7,3	3,4	2,9	3,2	1,8	4,6	2,8
Хром	I 3015,19	1,3	8,2	3,4	8,1	4,2	8,0	2,8	2,2	2,0
Марганец	I 3044,57	1,3	8,6	3,3	6,3	2,1	3,5	2,0	5,6	3,9
Кобальт	I 3044,01	1,3	4,9	3,0	2,4	8,6	10,1	1,4	6,0	2,7
Никель	I 2992,60	5,0	4,8	10,0	4,1	4,1	5,1	1,7	2,9	1,7
Цинк	I 3302,59	1,6	9,3	5,1	2,6	12,0	11,0	1,9	9,5	6,3

Примечание: условные обозначения те же, что и в таблице 4.

Установленный факт находит свое отражение при сопоставлении воспроизводимости анализа указанных элементов с использованием в качестве внутреннего стандарта соответственно скандия и железа (табл. 5). При использовании скандия дисперсия гетерогенности с 5% уровнем значимости для всех элементов преобладает над аналитической дисперсией, в то время как при использовании железа это наблюдается лишь для одного элемента.

Таблица 6

Коэффициенты вариации определения концентрации элементов-примесей в магнетитах экспрессным методом по абсолютным почернениям (I) и при использовании внутренних стандартов (II)

Вариант метода	Элементы					
	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
I. Из 3-х параллельн. определений	6,0	10,5	14,4	22,0	14,4	13,8
II. Из 2-х параллельн. определений	3,7	4,6	8,7	9,5	5,8	8,5

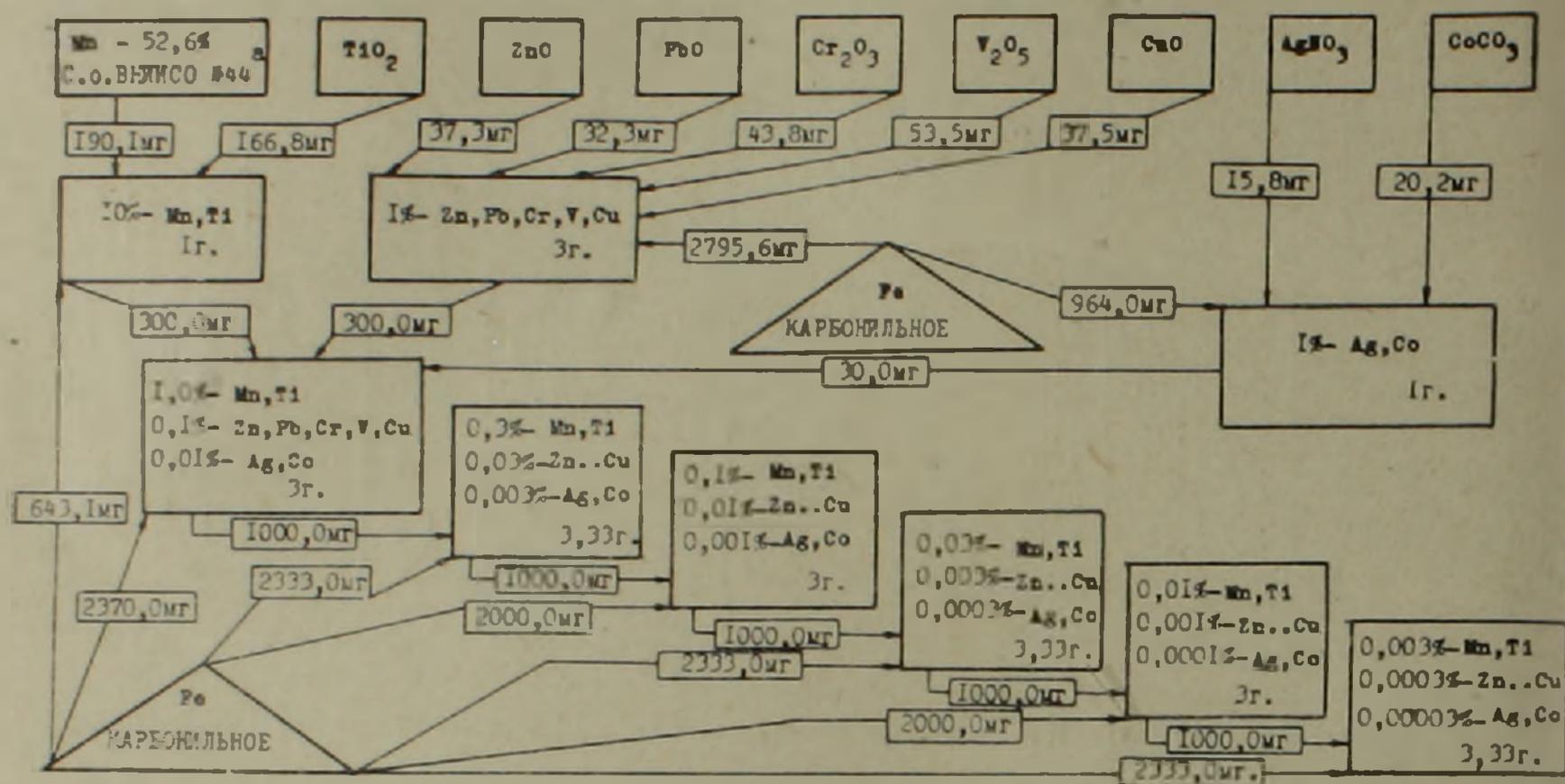
Использование железа в качестве внутреннего стандарта возможно лишь при условии нивелирования его содержания в пробах и эталонах, например, путем введения в буферную смесь особо чистого химического реактива, соблюдая при этом известную осторожность (тщательность) в определении чистоты последнего.

Предложенная методика определения гомогенности распределения

элементов, помимо использования в рассмотренных чисто методических целях, может найти самостоятельное применение при широких минералого-геохимических исследованиях.

Для работы по методу трех эталонов число эталонных концентраций сведено к минимуму рациональным сочетанием эталонируемых элементов (фиг. 2). Эталоны готовились введением окислов соответствующих элементов в карбонильное железо особой чистоты.

С Х Е М А  
рационального изготовления эталонов для определения 9-ти элементов-примесей в магнетитах



Фиг. 2. Последовательность приготовления и рациональное сочетание эталонных концентраций для элементов-примесей в магнетитах, обеспечивающее возможность работы по методу „трех эталонов“.

Поскольку карбонильное железо содержало сотые доли процента никеля, эталон для него готовился отдельно на кварцевой основе, а положение градуировочного графика корректировалось стандартом Института геологии УФАН СССР. При определении никеля использован метод твердого графика.

Необходимо также учитывать, что определению свинца в магнетитах по наиболее чувствительной его линии (2833,06 Å) мешает линия железа (2833,10 Å).

Широкий интервал определяемых концентраций приводил к необходимости использования также малых почернений аналитических линий, лежащих в области недодержек. Для выпрямления градуировочных графиков в этой области мы отказались от трудоемкого классического метода перехода от почернений линий к логарифмам их интенсивностей и использовали для этой цели экспрессный графический метод, описанный В. К. Прокофьевым (Бабушкин и др. 1962). С этой целью предварительно статистически сопоставлялась точность обоих методов исправления почернений. Результаты сопоставления показали, что графический метод не уступает по точности методу перехода к логарифмам интенсивностей.

В табл. 6 приводится сопоставление точности по коэффициенту вариации, изложенного (II) и ранее опубликованного (I) (Г. М. Мкртчян, С. Б. Абовян) вариантов метода.

### В ы в о д ы

1. Проведенные дополнительные исследования показывают возможность повышения точности группового определения элементов-примесей в магнетитах путем подбора для каждого элемента оптимального внутреннего стандарта.

2. Гомогенность распределения и близость физико-химических свойств определяемых элементов и элемента основы железа создают перспективу дальнейшего повышения точности использованием последнего в качестве внутреннего стандарта.

3. Предложенная методика определения степени гомогенности распределения элементов в магнетите может найти самостоятельное широкое применение при минералого-геохимических исследованиях.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 26.XII.1968.

Գ. Մ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ, Մ. Բ. ԲՈՅԱԶՅԱՆ

ՄԱԳՆԵՏԻՏՆԵՐՈՒՄ ԵՐԿԱԹԻ ԽՄԲԻ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՔԱՆԱԿԱԿԱՆ  
ՍՊԵԿՏՐՈԳՐԱՖԻԿ ՈՐՈՇՄԱՆ ՄԵԹՈԴԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

### Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում բերված են հեղինակների ուսումնասիրությունների արդյունքները մագնետիտներում էլեմենտ-խառնուրդների իմբային որոշման նախկինում մշակված մեթոդի (Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Բ. Աբովյան, 1968) ճշտության բարձրացման վերաբերյալ՝ ամեն մի էլեմենտի համար օպտիմալ ներքին ստանդարտների ընտրության ճանապարհով: Ցույց է տրված, որ Ti, V, Cr և Ni համար ամենալավ համեմատական էլեմենտն է սկանդիումը, Mn և Co համար՝ գերմանիումը, իսկ ցինկի համար՝ կադմիումը:

Ծրկաթի բաշխման միատարրությունը, ինչպես նաև նրա ֆիզիկա-քիմիական հատկությունների նմանությունը որոշվող էլեմենտների մեծամասնությանը, բնդյայնում է այդ էլեմենտների որոշման ճշտության հետագա բարձրացման հնարավորությունները, օգտագործելով որպես ներքին ստանդարտ հիմնական էլեմենտը: Այդ դեպքում անհրաժեշտ է ձեռնարկել որոշակի միջոցներ նմուշներում և էտալոններում հիմնական էլեմենտի պարունակությունների հավասարեցման համար:

Մագնետիտներում էլեմենտների բաշխման միատարրության աստիճանի որոշումը սպեկտրալ ձևապարհով կարող է ունենալ լայն ինքնուրույն կիրառություն միներալոգիական և գեոքիմիական ուսումնասիրությունների ժամանակ:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бабушкин А. А., Бажулин П. А., Королев Ф. А., Левшин Л. В., Прокофьев В. К., Стриганов А. Р. Методы спектрального анализа. Изд. МГУ, 1962.
2. Боровик С. А. Использование фона для количественных спектральных анализов минерального сырья. ДАН СССР, т. 36, № 6, 1942.
3. Мкртчян Г. М., Абовян С. Б. Количественное спектрографическое определение элементов группы железа в магнетитах, Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1—2, 1968.
4. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества, Физматгиз, М., 1960.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

СЕМИНАР ПО ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОХИМИИ  
МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ  
ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

В Ереване, в Институте геологических наук АН Арм. ССР, 2—6 февраля 1969 г. проходил семинар по термодинамической геохимии минералообразующей среды по включениям в минералах. Семинар проводил председатель Международной Комиссии по включениям рудообразующих флюидов (COFFI) и ее советской секции, профессор кафедры полезных ископаемых МГУ Н. П. Ермаков, приглашенный геологической общественностью республики и Армянским отделением Всесоюзного минералогического общества.

За время семинара проф. Н. П. Ермаков прочел серию докладов, посвященных третьему каналу генетической информации о глубинном рудообразовании по включениям в минералах. Наиболее обстоятельно были освещены следующие темы:

1. Использование третьего канала генетической информации по включениям расплавов и растворов в минералах в теории и практике поисковых работ.

2. Познание условий формирования рудных месторождений и выяснение перспектив оруденения на глубину через исследования включений минералообразующей среды.

3. Новые методы поисков—декриптофонический и шлиховзрывной.

Семинар проходил на высоком научном и методическом уровне, сопровождался демонстрацией специального научного кинофильма: «Исследование минералообразующих растворов во включениях минералов» и просмотром конкретных объектов под микроскопом.

Докладчик живым и доступным языком раскрыл перед переполненной аудиторией все 8 аспектов применения термодинамической геохимии минералообразующих сред по включениям, которые в настоящее время интенсивно развиваются в более чем 20 странах мира:

1. Геологическая обстановка и минералообразующая среда.

2. Генезис и классификация включений по составу, состоянию, количеству и объемному соотношению фаз при обычной температуре.

3. Минералогическая термобарометрия глубинных процессов минералообразования и метаморфизма пород по гомогенезации включений через нагревание или охлаждение.

4. Выявление агрегатного состояния минералообразующей среды по соотношению фаз в статистическом состоянии и посредством исследований типов и видов гомогенезации включений.

5. Геохимия растворов включений через микроспектроанализ и ультрамикроспектроанализ индивидуальных включений и валовый анализ вытяжек.

6. Ультрамикроминералогия и петрология по твердым фазам включений.

7. Дефектология кристаллов и выработка рецептов посредством исследования природных включений для искусственного выращивания дефицитных минералов.

8. Теоретические основы и практическое применение физико-геохимических методов поисков пневматолитовых и гидротермальных месторождений и скрытых рудных тел по первичным ореолам пропаривания через измерение декрепитационной активности легкой фракции шлихов.

Доклады проф. Ермакова вызвали исключительный интерес у участников семинара—геологов ИГН АН Арм. ССР, НИГМИ и Управления геологии СМ Арм. ССР. В вопросах, выступлениях и обсуждениях были затронуты широкие аспекты и перспективы теоретического и практического применения третьего канала генетической информации в области петрологии, рудообразования и геолого-поисковых работ.

На семинаре было избрано бюро Армянского отделения в следующем составе:

К. А. Карамян (председатель), О. Г. Маданян (ученый секретарь), А. Г. Казарян (зам. председателя), С. П. Саркисян, А. А. Авакян и Р. А. Саркисян. В сферу деятельности бюро входит постоянное информирование геологической общественности республики о новейших достижениях в различных областях изучения включений рудообразующих флюидов, поддерживание тесных контактов с Международной комиссией и Советской секцией COFFI, участие и содействие в расширении этих исследований в ИГН и постановке таких работ в других геологических учреждениях республики.

Проведенный семинар и организация бюро несомненно окажут значительное стимулирующее воздействие на широкое развертывание в нашей республике исследований в этой новой важной области познания эндогенных процессов минералообразования.

Бюро Армянского отделения  
COFFI

Поступила 13. II.1969

О. Г. МАДАНЯН

Г. А. МКРТЧЯН

## О ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ БОРОЗДОВОГО ОПРОБОВАНИЯ РУД НА ПРИМЕРЕ АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе отработки верхних горизонтов Агаракского месторождения не подтвердились содержания меди и молибдена, которые были приняты при подсчете запасов. Для проверки бороздового опробования были проведены экспериментальные работы, заключающиеся в сравнении сопряженных бороздовых и контрольных валовых проб. На трех уступах карьера было пройдено 10 контрольных шурфов, глубиной от 6 до 15 м, и одна штольневая выработка, длиной 40 м, из которых по двум противоположным стенкам длиной в 1 м были отобраны 133 бороздовые и валовые пробы. При сопоставлении полученных результатов оказалось, что отклонения содержаний меди по бороздовым пробам относительно валовых составили от  $-18,6$  до  $+10,4\%$ , в среднем  $4,8\%$  и молибдена от  $-16,6$  до  $25,5\%$ , в среднем  $+5,3\%$ .

В ходе экспериментов была сделана попытка установить зависимость бороздового опробования от литологического состава и физического состояния рудовмещающих пород.

С этой целью материалы контрольного опробования были распределены по типам рудосодержащих пород и по участкам, отличающимся интенсивностью трещиноватости.

Сопоставление результатов позволяет сделать вывод о том, что погрешность бороздового опробования в относительно менее крепких гранодиорит-порфирах выше, чем в плотных сиенито-гранитах.

Производственный геологический трест

Поступила 15.IV.1969.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Общий объем статьи 9 стр.

Ж. Г. АРУТЮНЯН

## ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ГОРНО-ДОЛИННЫХ ВЕТРОВ ВДОЛЬ ДОЛИНЫ р. РАЗДАН

В настоящей работе изложены основные результаты исследования режима горно-долинной циркуляции в Араратской долине, в частности, вдоль ущелья р. Раздан.

Материалом для исследования послужили наземные данные многолетних наблюдений за ветром по ряду станций в Армянской ССР за период с 1956 по 1963 гг., регулярные шаропилотные и радиозондовые наблюдения на станции Ереван—АМСГ и шаропилотные наблюдения

Г. А. МКРТЧЯН

## О ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ БОРОЗДОВОГО ОПРОБОВАНИЯ РУД НА ПРИМЕРЕ АГАРАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе отработки верхних горизонтов Агаракского месторождения не подтвердились содержания меди и молибдена, которые были приняты при подсчете запасов. Для проверки бороздового опробования были проведены экспериментальные работы, заключающиеся в сравнении сопряженных бороздовых и контрольных валовых проб. На трех уступах карьера было пройдено 10 контрольных шурфов, глубиной от 6 до 15 м, и одна штольневая выработка, длиной 40 м, из которых по двум противоположным стенкам длиной в 1 м были отобраны 133 бороздовые и валовые пробы. При сопоставлении полученных результатов оказалось, что отклонения содержаний меди по бороздовым пробам относительно валовых составили от  $-18,6$  до  $+10,4\%$ , в среднем  $4,8\%$  и молибдена от  $-16,6$  до  $25,5\%$ , в среднем  $+5,3\%$ .

В ходе экспериментов была сделана попытка установить зависимость бороздового опробования от литологического состава и физического состояния рудовмещающих пород.

С этой целью материалы контрольного опробования были распределены по типам рудосодержащих пород и по участкам, отличающимся интенсивностью трещиноватости.

Сопоставление результатов позволяет сделать вывод о том, что погрешность бороздового опробования в относительно менее крепких гранодиорит-порфирах выше, чем в плотных сиенито-гранитах.

Производственный геологический трест

Поступила 15.IV.1969.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Общий объем статьи 9 стр.

Ж. Г. АРУТЮНЯН

## ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ГОРНО-ДОЛИННЫХ ВЕТРОВ ВДОЛЬ ДОЛИНЫ р. РАЗДАН

В настоящей работе изложены основные результаты исследования режима горно-долинной циркуляции в Араратской долине, в частности, вдоль ущелья р. Раздан.

Материалом для исследования послужили наземные данные многолетних наблюдений за ветром по ряду станций в Армянской ССР за период с 1956 по 1963 гг., регулярные шаропилотные и радиозондовые наблюдения на станции Ереван—АМСГ и шаропилотные наблюдения

на станции Севан. Помимо этого проанализированы также результаты экспедиционных исследований, организованных нами в 1967—1968 гг. с учащенными сроками наблюдений в пунктах: Ереван—АМСГ, Егвард, Фонтан, Раздан, Севан, Семеновка.

Горно-долинные ветры, вдоль ущелья р. Раздан, наблюдаются почти в течение всего года, усиливаясь с июня по сентябрь. Особенно хорошо они проявляются в Ереване и Егварде, менее—в Раздане. Днем здесь преобладают Ю, ЮЗ ветры, а ночью—С, СВ.

Анализ всех имеющихся данных позволил прийти к выводу, что в Севане и Семеновке суточный ход ветра почти не обнаруживается. Как в дневные, так и в ночные часы в этих пунктах преобладают СВ, С ветры. В нижних слоях воздуха вдоль долины р. Раздан в летний период наблюдается тенденция к установлению устойчивого северо-восточного потока, подавляющего долинный ветер, дующий с юга и юго-запада. И лишь на участке Ереван-Раздан наблюдается правильная смена горно-долинных ветров. В периоды, когда общая циркуляция атмосферы над Арменией бывает сравнительно ослаблена, горно-долинные ветры хорошо проявляются, т. к. усиливаются вертикальные термические контрасты. В дни же прохождения циклонов или холодных фронтов эти ветры ослабляются или совсем прекращаются.

Нами подсчитано распределение скорости и направления горного и долинного ветров по вертикали для каждого срока экспедиционных наблюдений над Ереваном. Анализ результатов показал наличие 3 слоев воздушных потоков над городом во все сроки наблюдений: нижний, приземный слой (при долинном ветре до 300—400 м, при горном—до 500—800 м); второй слой с обратным течением воздуха (до высоты 1500—2000 м); и, наконец, третий слой, начинающийся с высоты 3—4 км над уровнем моря, в котором преобладает западное направление ветра. Это несколько отличается от принятого до сих пор положения, что постоянный западный поток над Арменией летом преобладает с высоты 5 км, и объясняется тем, что горные хребты, средняя высота которых равна 2—3 км, искажают общий воздушный поток примерно до высоты 3 км.

Скорость ветра, начиная от поверхности земли, сначала возрастает, затем убывает до минимального значения в небольшом переходном слое между I и II слоем, протяженностью примерно в 100 м, в котором наблюдается правый поворот его направления. Скорость обратного течения также сначала возрастает до максимального значения, после чего убывает. Высота, на которой ветер меняет свое направление на обратное, так называемая высота обращения ветра, над Ереваном в среднем равнялась 500—600 м. Максимальная скорость ветра наблюдалась в среднем на высоте 150 м, т. е. близка к прандтлевской высоте максимальной

скорости  $h = \frac{H}{4}$ , где H—высота обращения.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Общий объем статьи 15 стр.

Поступила 10.X.1968.

Н. Ц. БАРСЕГЯН

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ ХОЗЯЙСТВА РАЙОНОВ  
МЕТОДОМ ЭНЕРГОПРОИЗВОДСТВЕННЫХ ЦИКЛОВ  
(НА ПРИМЕРЕ ПРИДЕБЕДСКОГО РАЙОНА  
АРМЯНСКОЙ ССР)

В статье изложены некоторые результаты изучения структуры хозяйства Придебедского экономического района методом энергопроизводственных циклов.

Анализ производственных связей района позволил выделить в нем шесть энергопроизводственных циклов: 1. Производство цветной металлургии. 2. Энергохимический. 3. Металлообработки. 4. Производства тканей и кож. 5. Строительный. 6. Сельскохозяйственный.

Постадийный анализ циклов (на основании изучения внутренних технико-экономических связей) позволил произвести классификацию по степени их завершенности. В районе выделены:

1. Циклы полные (завершенные). 2. Циклы неполные (усеченные): а) без начальных стадий; б) без промежуточных стадий; в) без конечных стадий.

Путем изучения внешних производственных связей произведена классификация циклов района по их роли в территориальном разделении труда. Выделены: 1. Циклы внутрирайонные. 2. Циклы республиканские. 3. Циклы межрайонные (вне республики).

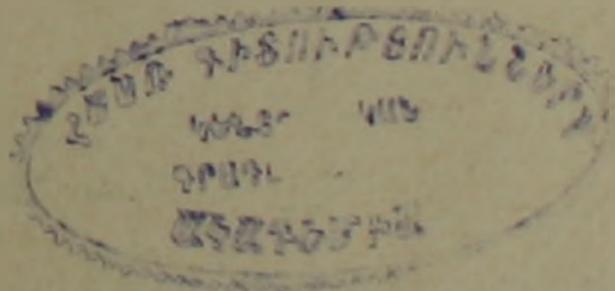
Изучение хозяйства экономических районов (или их частей) методом энергопроизводственных циклов позволяет установить связи и соотношения между отдельными производствами, уровень и полноту развития производственного комплекса района.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 1.IV.1969.

Полный текст статьи депонирован во ВИНТИ

Общий объем статьи 7 стр.



АЖ 409

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 3

том XXII

1969

СОДЕРЖАНИЕ

К. И. Карапетян Верхнеплиоцен-четвертичные магматические формации и вулканизм Армении . . . . .	3	✓
Ю. В. Саядян Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье . . . . .	15	
А. А. Садоян, В. А. Агамалян О некоторых постседиментационных преобразованиях палеогеновых и палеозойских терригенных отложений разданской разведочной площади . . . . .	26	
С. Г. Гамбарян, С. Д. Четвериков Закристаллизованные расплавы в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ с добавкой $Cr_2O_3$ . . . . .	33	
Л. Б. Саруханян Некоторые вопросы генезиса Абовянского апатит-магнетитового месторождения . . . . .	40	
Ф. С. Геворкян Морфометрия речных бассейнов и режим поверхностного стока на примере бассейна р. Арпа . . . . .	50	
А. Р. Давтян К вопросу о верхнеплиоценовых ледниковых отложениях Армянской ССР . . . . .	59	✓
С. М. Матевосян, А. М. Мадатян Некоторые вопросы зоны окисления Зодского золоторудного месторождения . . . . .	62	
Х. О. Геворкян Комплексная термограмма искусственной смеси каолина, кварца и полевого шпата . . . . .	69	
Г. М. Мкртчян, М. Т. Бояджян К методике количественного спектрографического определения элементов группы железа в магнетитах (сообщение 2-ое) . . . . .	75	

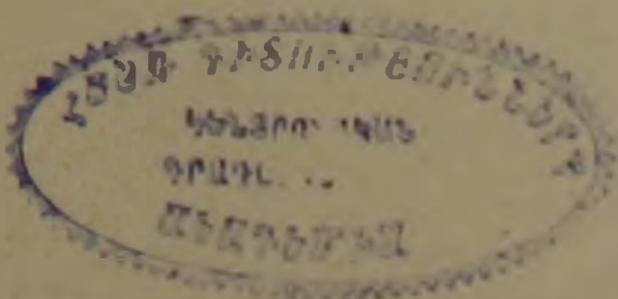
Научная хроника

О. Г. Маданян Семинар по термодинамической геохимии минералообразующей среды по включениям в минералах . . . . .	83	
--	----	--

Рефераты

Г. А. Мкртчян О представительности бороздового опробования руд на примере Агаракского месторождения . . . . .	85	
Ж. Г. Арутюнян Особенности режима горно-долинных ветров вдоль долины р. Раздан . . . . .	85	✓
Н. Ц. Барсегян Изучение структуры хозяйства районов методом энергопроизводственных циклов (на примере Придебедского района Армянской ССР) . . . . .	87	

ПН-11444



Բ Ո Վ Ա Ն Դ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն

Կ. Ի. Կաբալետյան Վերին պլիոցեն-չորրորդական հասակի մագմատիկ ֆորմացիաները և Հայաստանի հրաբխականությունը . . . . .	3
Յու. Վ. Սալադյան Շիրակի չորրորդական կոնտինենտալ նստվածքների հիմնային կտրվածքը Անդրկովկասում . . . . .	15
Հ. Ա. Սաղոյան, Վ. Ա. Աղամալյան Հրազդանի հետախուզական դաշտի պալեոգենյան և պալեոզոյան տերիզեն նստվածքների հետսեդիմենտացիոն որոշ վերափոխում- ների մասին . . . . .	26
Ս. Գ. Ղամբարյան, Ս. Դ. Վետվերիկով Բյուրեղացրած հալոցքներ $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ սիստեմում $Cr_2O_3$ -ի ավելացումով . . . . .	33
Լ. Բ. Սարուխանյան Արովյանի ապատիտ-մագնետիտային հանքավայրի ծագման հարցի շուրջը . . . . .	40
Ֆ. Ա. Գևորգյան Գետային ավազանների մորֆոմետրիան և մակերևութային հոսքի ու- ժիմը Արփա գետի օրինակով . . . . .	50
Ա. Խ. Դավթյան Հայկական ՍՍՀ վերին պլիոցենյան սառցադաշտային նստվածքների հասակի հարցի շուրջը . . . . .	59
Ս. Մ. Մարևոսյան, Է. Մաղաբյան Զոդի ոսկու հանքավայրի օքսիդացման զոնայի որոշ հարցերը . . . . .	62
Ի. Խ. Գևորգյան Կաուլինի, կվարցի և դաշտային շտապի արհեստական խառնուրդի կոմպլեքսային թերմոգրաման . . . . .	69
Գ. Մ. Մկրտչյան, Մ. Թ. Բոյաջյան Մագնետիտներում երկաթի խմբի էլեմենտների քանա- կական սպեկտրոգրաֆիկ որոշման մեթոդի վերաբերյալ . . . . .	75

Գիտական խրոնիկա

Հ. Գ. Մաղունյան Միներալների ներփակումներով միներալ առաջացնող միջավայրի թեր- մոդինամիկական գեոքիմիային նվիրված սեմինար . . . . .	83
--	----

Ինֆերատներ

Գ. Մ. Մկրտչյան Հանքանյութի ակոսային նմուշարկման լիազորության մասին Ազարակի հանքավայրի օրինակով . . . . .	85
Թ. Գ. Հարությունյան Լեռնա-հովտային քամիների ուժի մի առանձնահատկությունները Հրազդանի հովիտի երկայնքով . . . . .	87
Ն. Յ. Սարսեղյան . . . . .	87