

ՀԱՄԱՀ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿՍՆ ԿՈՆԵԳԻՈ

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

Անդամներ՝ ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, Երկր.- հանք. գիտ. թեկնածու Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. Դոլուխանովա, տեխն. գիտ. դոկտոր Բ. Կ. Կա-
րապետյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Վ. Պ. Հասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմի-
կոս Հ. Գ. Մաղախյան, Երկր.-հանք. գիտ. թեկնածու Բ. Մ. Մելիքսեբյան, Երկր.-
հանք. գիտ. թեկնածու Հ. Մ. Վանցյան, տեխն. գիտ. դոկտոր Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան,
Երկր.-հանք. գիտ. դոկտոր Ա. Ն. Քոչարյան:

Պատասխանատու քարտուղար՝ Է. Ս. Ռոստոմովա

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ.

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

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

Ответственный секретарь Э. С. Ростомова.

ՀՍՍՀ ԳԱ Հրատարակչություն
Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
Երևան 19, Բարեկամության 24

Адрес редакции:
Ереван 19, Барикамутьян, 24.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Т. Акопян. К вопросу систематики позднемеловых неринеид (Gastropoda)	3
Р. Н. Зарьян, Р. А. Саркисян, Г. А. Саркисян, А. И. Карапетян, К. В. Давтян. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля	15
А. А. Адамян. Минералого-геохимические особенности плио-плейстоценовых эффузивных пород Ереванского грабен-синклинория	27
А. А. Казанчян. О ртутносности кварц-карбонатных пород северо-восточного побережья оз. Севан	37
Г. Т. Татунь. О некоторых эпигенетических изменениях железных руд Саксаганской полосы Кривого Рога	42
Г. С. Авакян. Цеолитовые породы Ноемберянского района Армянской ССР и перспективы их освоения	48
Св. С. Мкртчян, И. П. Кузьмина, В. А. Кузнецов, А. А. Штернберг. Морфологические особенности искусственно выращенных кристаллов сульфида цинка	61
Т. Н. Кюрегян. Некоторые вопросы поведения редких элементов в подземных водах Алавердского рудного района	70
М. Т. Мкртчян. Производство строительных материалов в структуре Ереванского промышленного узла	79

Краткие сообщения

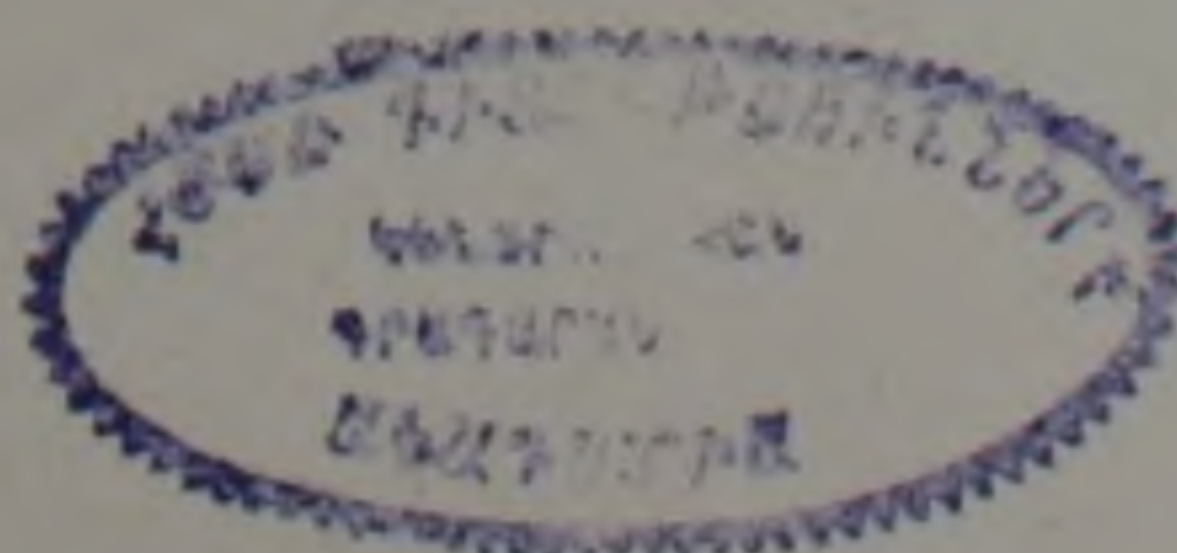
Т. А. Авакян, Н. И. Головенкина. О петрографо-диатомовом составе диатомитов Гндевазского месторождения	87
Ц. Г. Акопян, В. В. Нагапетян, А. Н. Пушкин, Г. В. Рассанова, Ю. П. Сковородкин. Магнитные исследования при взрывах в районе Каджаранского карьера	90

Рецензии

С. Т. Бадалов. О монографии «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР»	93
--	----

Научная хроника

И. Г. Магакьян, Э. Г. Малхасян. X Конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации (Чехословакия, 1973 г.)	95
Содержание XXVI тома Известий Академии наук Армянской ССР. Науки о Земле	97



ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Վ. Թ. Հակոբյան. Ուշկավճային ներինեիդների (Gastropoda) դասակարգման հարցի վերաբերյալ	3
Ռ. Ն. Զարյան, Ռ. Հ. Սուրգսյան, Ա. Ի. Կարապետյան, Կ. Վ. Դավթյան. Ղափանի հանքային դաշտի մագմատիկ կոմպլեքսների մասին	15
Ա. Ա. Աղամյան. Երևանյան գրարեն-սինկլինորիումի պլիո-պլեյստոցենի հասակի էֆուզիվ ապարների ծագման հարցի շուրջը	27
Ա. Ա. Դսզանջյան. Սևանի հյուսիս-արևելյան ափի թվարց-կրաքարային ապարների սնդիկարերություն մասին	37
Գ. Տ. Տատուն. Կրիվոյ Ռոգի Սակսագանյան գոտու երկաթի հանքանյութերի որոշ էպիգենետիկ փոփոխությունների մասին	42
Հ. Ս. Ավագյան. Հայկական ՍՍՀ նոյեմբերյանի շրջանի ցեոլիտային ապարները և նրանց օգտագործման հեռանկարները	48
Ավ. Ս. Մկրտչյան, Ի. Պ. Կուզմինա, Վ. Ա. Կուզնեցով, Ա. Ա. Շտերներգ. Ցինկի սուլֆիդի արհեստական աճեցրած բյուրեղների մորֆոլոգիական առանձնահատկությունները	61
Տ. Ն. Կյուրեղյան. Ալավերդու հանքային շրջանի ստորերկրյա ջրերում հազվագյուտ տարրերի վարքի մի քանի հարցերը	70
Մ. Տ. Մկրտչյան. Շինանյութերի արտադրությունը Երևանի արդյունաբերական հանգույցում	79

Համառոտ հաղորդումներ

Թ. Ա. Ավագյան, Ն. Ի. Գոլովենկինա. Գնդեվազի հանքավայրի դիատոմիտների պետրոգրաֆո-դիատոմային կազմի մասին	87
Յ. Գ. Հակոբյան, Վ. Վ. Նաճապետյան, Ա. Ն. Պուշկով, Գ. Վ. Ռասանովա, Յ. Պ. Սկովորոդին. Մագնիսական ուսումնասիրությունները Քաջարանի բացահանքի շրջանում պայթեցումների ժամանակ	90

Դրախոսություն

Ս. Տ. Լազսլով. «Հազվագյուտ և ազնիվ տարրերը Հայկական ՍՍՀ հանքային ֆորմացիաներում» մենագրության մասին	93
---	----

Դիտական խոնհիկա

Հ. Գ. Մաղախյան, Է. Գ. Մալխասյան. Կարպատա-Բալկանյան ասոցիացիայի X կոնգրեսը (Զեխոսլովակիա, 1973 թ.)	95
Հայկական ՍՍՀ Գիտությունների ակադեմիայի գիտություններ հրկրի մասին տեղեկագրի XXVI հատորի բովանդակությունը	97

УДК 564.329.46

В. Т. АКОПЯН

К ВОПРОСУ СИСТЕМАТИКИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ НЕРИНЕИД (GASTROPODA)

Неринеиды являются одной из наиболее развитых и очень характерных для юрского и мелового периодов групп гастропод.

Семейство Nerineidae установлено К. Циттелом в 1873 г. [12]. В состав семейства он включает только род *Nerinea* с 5 под родами (*Nerinea*, *Itieria*, *Ptygmatis*, *Aptyxis* и *Cryptoplocus*). В дальнейшем объем семейства постепенно расширился, так как к нему были отнесены многие другие роды. В связи с этим возникла необходимость пересмотра классификации неринеид, что нашло отражение в работах М. Коссмана [5], П. Гейгера [8], Л. Ролье [9], Л. Кокса [6], В. Дитриха [7], Ж. Термье [10], В. Ф. Пчелинцева [2, 3, 4] и др. Наиболее важными являются работы М. Коссмана и В. Ф. Пчелинцева, первый из которых к семейству Nerineidae относит роды *Nerinea*, *Nerinella* и *Trochalia*, внутри которых выделяет под роды и секции. Кроме того, он устанавливает самостоятельное семейство Itieridae.

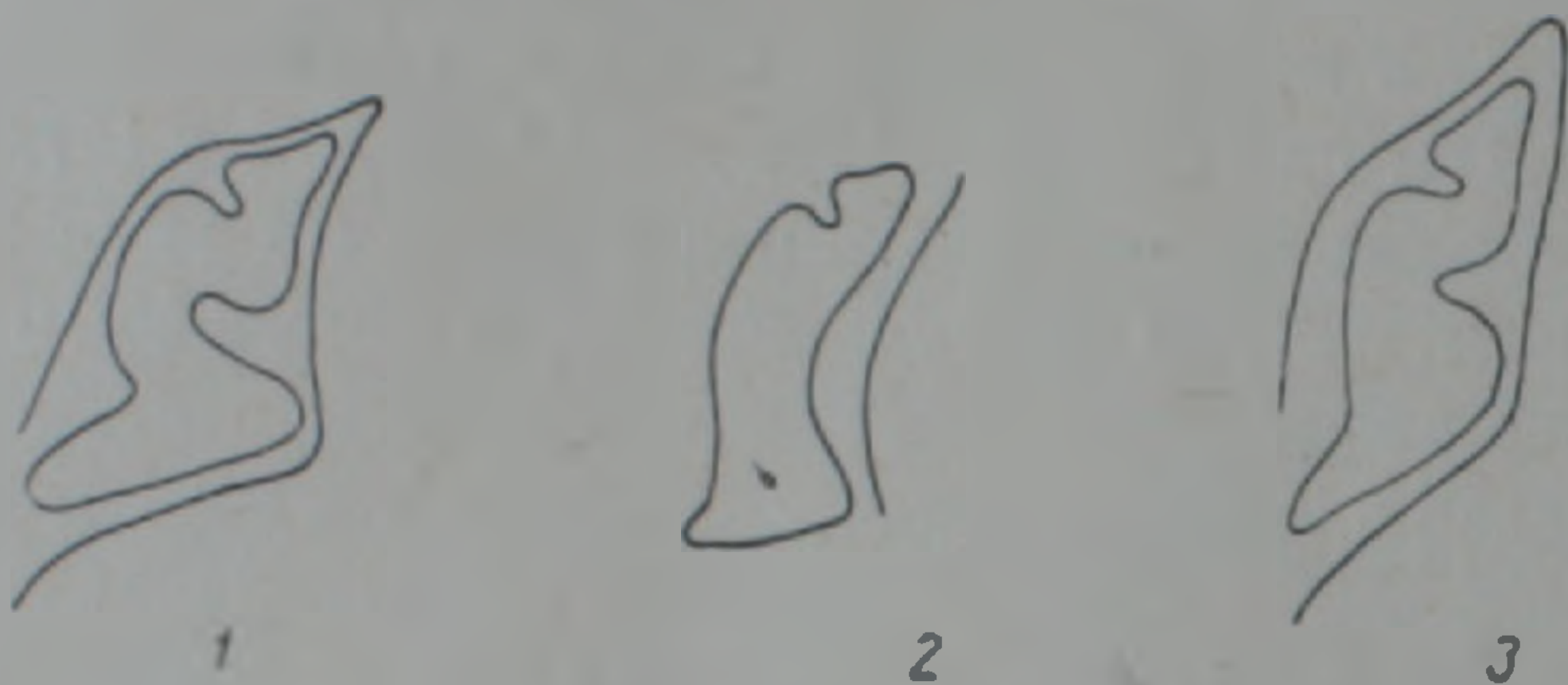
Довольно детальную классификацию неринеид предложил В. Ф. Пчелинцев [4]. Внутри данной группы (в прежнем, широком ее понимании) он выделяет 3 надсемейства—Nerineacea, Nerinellacea и Itiergiacea, подразделяя их на семейства и роды, часть которых установлена им.

Изучение представителей описываемой группы из меловых отложений Армянской ССР позволяет выявить систематическое значение некоторых признаков и провести ревизию ряда семейств с установлением новых таксонов группы семейства, а также родовой и видовой групп. Ниже излагаются основные результаты проведенных исследований по систематике ряда семейств.

Семейство Nerineidae. Как известно, более важным в классификации неринеид является общая форма и особенности внутреннего строения устья. Изучение сеноманских представителей неринеид показывает, что они отличаются от остальных родов описываемого семейства высокой и почти правильно-ромбической формой устья с удлинненными передним и задним концами и особенностями внутренней спиральной складчатости, на основании которого они выделяются в новый род—*Neonerinea*.

При изучении особенностей внутренней спиральной складчатости, выраженной присутствием 3 складок, выясняется, что их форма, величина и характер расположения закономерно меняются в течение филогенетического развития неринеид и имеют важное систематическое значение для установления родов. У сеноманских представителей (род *Neonerinea*) складка наружной губы крупная, валикообразная, почти

симметричная, складка столбика небольшая, но отчетливая, а теменная складка тонкая и горизонтальная (фиг. 1). У раннемеловых представителей (род *Archimedeia* и др.) складки наружной губы и столбика сильно ослабевают, а теменная складка вершиной наклонена к донной части. У позднеюрских представителей (род *Nerinea*) складка наружной губы крупная, асимметричная, глубоко проникает в полость устья и в вершинной части слегка наклонена кверху, складка столбика валикообразная, а теменная складка пластинчатая.



Фиг. 1. Строение устья у родов семейства Nerineidae:
1 — *Nerinea*, 2 — *Archimedeia*, 3 — *Neonerinea*.

Семейство Diozoptyxidae. Внутри семейства Diozoptyxidae, исходя из строения устья, можно выделить две группы родов. Одна группа характеризуется трапециондальной формой устья и присутствием трех внутренних спиральных складок (род *Diozoptyxis* и др.), а вторая группа — ромбической формой устья и более развитой внутренней складчатостью, выраженной 4 складками, две из которых расположены на столбике (род *Simploptyxis* и др.). Эти группы образуют самостоятельные филогенетические ряды, почему и следует их рассматривать как самостоятельные подсемейства — Diozoptyxinae и Simploptyxinae, при этом первое является предком второго.

Для установления родов подсемейства Simploptyxinae, важными являются детали спиральной складчатости, толщина стенок устья и степень удлинения задней части последнего. Выделяются новые роды *Haploptyxis* и *Parasimploptyxis*.

1. Особенности внутренней спиральной складчатости. Представители подсемейства Simploptyxinae характеризуются наличием 4 основных складок устья, но отличаются друг от друга по форме и величине складок (фиг. 2).

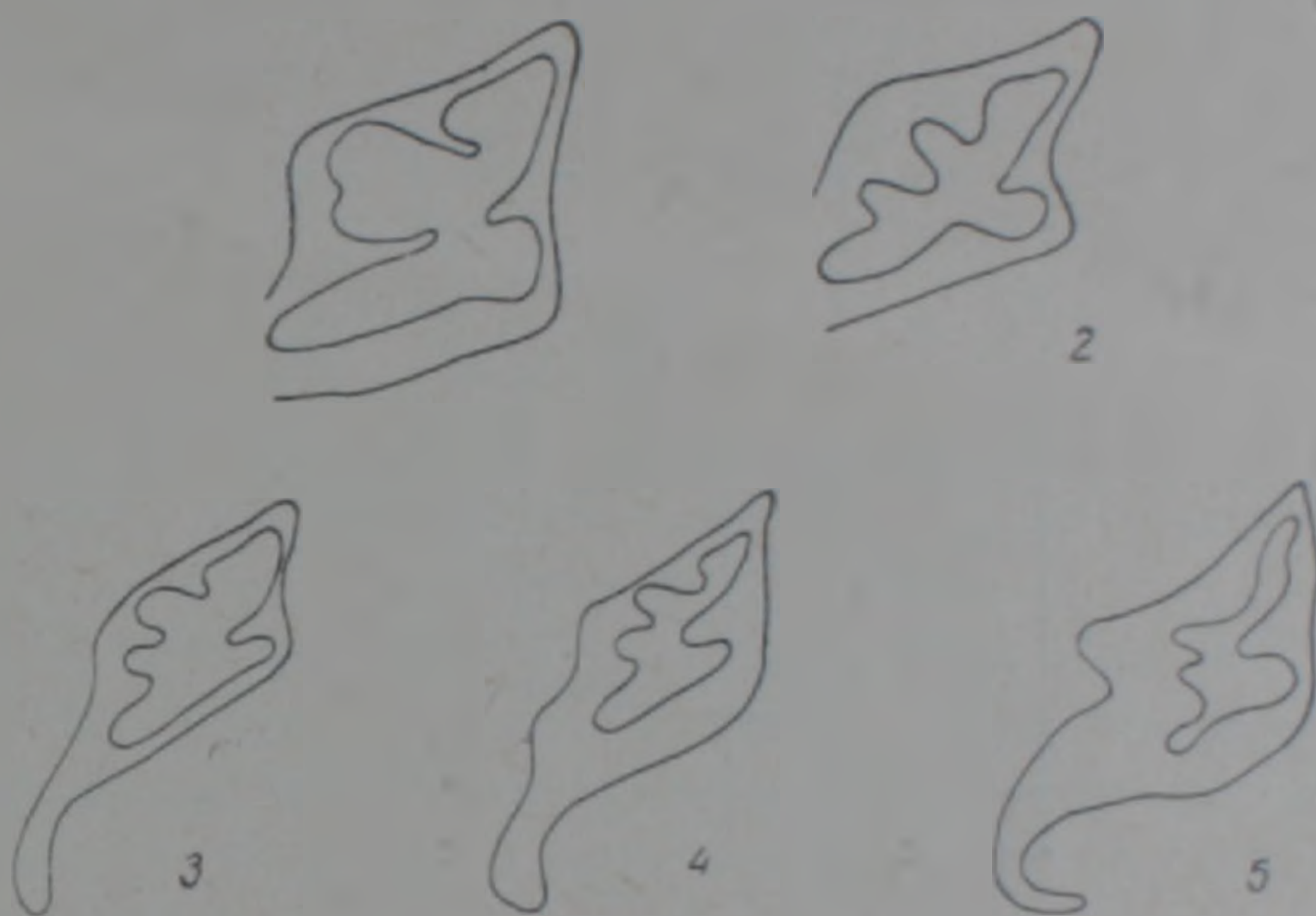
У части представителей две складки столбика сильно отличаются по величине, при этом у одних видов (фиг. 2₁) нижняя складка столбика очень крупная и глубоко вдается в полость устья при малозаметной и тонкой верхнестолбиковой складке (род *Plesioplocus*), а у других видов (фиг. 2₂), наоборот, верхняя складка столбика значительно крупнее нижнестолбиковой (род *Plesioplygmatis*).

У остальных представителей данного подсемейства обе складки столбика почти равной величины, но среди них по степени развития складок выделяются три группы видов:

а) Все четыре складки тонкие, простые, примерно равной мощности (род *Haploptyxis*) (фиг. 2₃).

б) Спиральная складчатость более развита с относительно крупной складкой наружной губы и слегка расширенной теменной складкой (род *Parasimploptyxis*) (фиг. 2₄).

в) Спиральные складки сильно развиты с очень крупной складкой наружной губы, глубоко вдающейся в полость устья. Теменная складка сильно расширенная, а верхняя часть наружной губы с дополнительной складкой (род *Simploptyxis*) (фиг. 2₅).



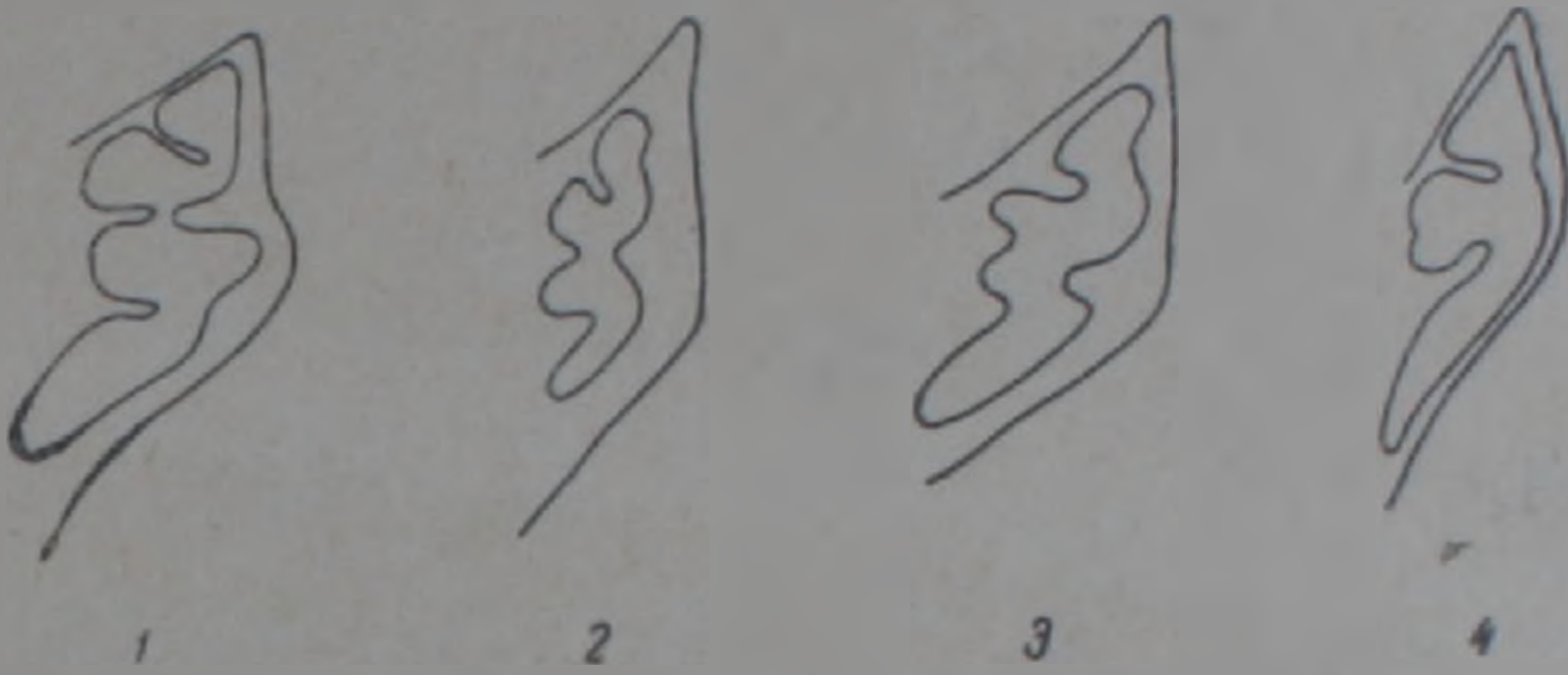
Фиг. 2. Строение устья у родов подсемейства *Simploptyxinae*: 1 — *Plesioplocus*, 2 — *Plesiptygmatis*, 3 — *Haploptyxis*, 4 — *Parasimploptyxis*, 5 — *Simploptyxis*.

2. Степень удлинения задней части устья. По характеру удлинения заднего конца устья можно выделить 3 типа последнего: а) заднее окончание (надстолбиковая часть) устья короткое, по своей высоте составляет одну треть остальной (столбиковой) части устья, широкое и менее заостренное (роды *Haploptyxis* и *Plesioplocus*); б) заднее окончание устья слегка удлиненное и заостренное, а высота его равна половине высоты столбиковой части устья (род *Parasimploptyxis*); в) заднее окончание устья сильно удлиненное, извилистое, резко суженное и по высоте примерно равно столбиковой части устья (род *Simploptyxis*).

3. Характер стенок устья. Устанавливаются следующие типы стенок устья (фиг. 2): а) стенки очень тонкие и во внутреннем переднем углу устья вытянуты в короткое, узкое и почти прямое продолжение (род *Haploptyxis*); б) стенки заметно утолщенные, внутренняя стенка слабо извилистая, полость устья заметно суженная, а отросток передней части устья более широкий и слегка изогнут кнаружи (род *Parasimploptyxis*); в) стенки очень толстые, полость устья сильно суженная, внутренняя стенка извилистая с образованием валикообразного выступа в своей верхней части, отросток передней части устья очень мощный, крючкообразно сильно изогнут кнаружи (род *Simploptyxis*).

нижней части наружной губы и почти равна верхнестолбиковой складке. Появляется дополнительная пятая складка в верхней части наружной губы (фиг. 4₃). Характерно для нового рода *Italoptygmatis* (турон).

4. Устье сильно заостренное и удлинненное впереди. Нижнестолбиковая и теменная складки пластинчатые и глубоко вдаются в полость устья. Остальные две складки незначительной величины (фиг. 4₄). Характерно для рода *Laevinerinea* (сеноман).



Фиг. 4. Строение устья у родов семейства Fibuloptygmatidae: 1 — *Fibuloptygmatis*, 2 — *Megaptyxis*, 3 — *Italoptygmatis*, 4 — *Laevinerinea*.

Все четыре рода семейства Fibuloptygmatidae образуют самостоятельную филогенетическую группу, развитую в поздней юре-мелу, при этом род *Fibuloptygmatis* дал начало, с одной стороны, роду *Megaptyxis* и через него—роду *Italoptygmatis*, а с другой стороны—роду *Laevinerinea*.

Семейство Aptyxiellidae. Характерными признаками, позволяющими установить это новое семейство, являются узкая, иногда игольчатая форма раковины, высокие и вогнутые, килеватые обороты и высокое округленно-четыреугольное или ромбическое устье, лишенное складок.

Систематическое положение отнесенных к новому семейству родов раньше было недостаточно ясно, почему и, исходя из внешних признаков, они были включены в состав различных семейств. Так, роды *Aptyxiella* и *Contortella* относились к семейству Nerinellidae, род *Dalmaea*—к семейству Nerineidae, а род *Aplocus*—к семейству Elegantellidae. Однако формой и строением устья, отсутствием внутренней спиральной складчатости вышеупомянутые роды существенно отличаются от типичных представителей семейств Nerineidae, Nerinellidae и Elegantellidae.

Ниже приводится краткое систематическое описание тех семейств и родов, систематика которых претерпела заметное изменение или которые являются новыми.

Надсемейство NERINEOIDEA

Семейство Nerineidae Zittel, 1873

Типовой род—*Nerinea* DeFrance, 1825.

Диагноз. Раковина крупная, удлиненная, цилиндрическая или башенкообразная с вогнутыми или уплощенными оборотами. Шовный

валик часто бугорчатый. Нередко присутствует поперечная или спиральная скульптура. Пупок узкий, закрывающийся или отсутствует. Устье ромбическое с 1—3 складками.

Состав. Включает роды: *Acrostylus* Cossman, 1895; *Archimedeia* Pchelincev, 1965; *Cossmannea* Pchelincev, 1931; *Funiptyxis* Pchelincev, 1965; *Neonerinea* Hacobjan, gen. nov.; *Nerinea* Defrance, 1825; *Salinea* Pchelincev, 1965; *Sculpturea* Pchelincev, 1965; *Turbinea* Pchelincev, 1965; *Upella* Pchelincev, 1965.

Распространение. Юра—мел.

Род *Neonerinea* Hacobjan, gen. nov.¹

Типовой вид — *Neonerinea araratica* Hacobjan, sp. nov., верхний сеноман, Армянская ССР.

Диагноз. Раковина очень крупная, цилиндрическая с высокими вогнутыми оборотами. Шовный валик высокий. Устье ромбическое с заостренными концами и 3 складками. Складка наружной губы крупная, треугольная, а теменная—тонкая и горизонтальная.

Видовой состав. *Neonerinea araratica* Hacobjan, sp. nov., *Nerinea asiatica* Djalilov, 1964; *N. espaillaciana* d'Orbigny, 1842; *N. ferganensis* Pchelincev, 1953; *N. gobouinai* Dvalli, 1966; *N. hircensis* Cragin, 1893; *N. ernesti* Parona, 1909.

Сравнение. От наиболее сходного рода *Archimedeia* новый род отличается более удлиненными передним и задним концами устья, узкой и длинной складкой наружной губы и горизонтальной теменной складкой, а от рода *Nerinea*—более высоким устьем, менее широкой и своей вершиной не наклоненной кверху складкой наружной губы, формой теменной складки и отсутствием скульптуры. Род *Neonerinea*, вероятно, происходит от рода *Archimedeia*.

Распространение. Альб-сеноман. Альб Техаса, сеноман Франции, Италии, Закавказья, Ливана, Средней Азии и Афганистана.

Neonerinea araratica Hacobjan, sp. nov.²

Табл. I, фиг. 3

Голотип—№ 357/102, Музей ИГН АН Арм. ССР, верхний сеноман, Армянская ССР (Арагатский район).

Диагноз. Раковина очень крупная, цилиндрическая с углом спирали в 4°. Высота слабо вогнутых оборотов равна 0,7 соответствующей ширины. Устье ромбическое с 3 складками. Складка наружной губы более крупная.

Материал. 4 экземпляра, 2 из которых хорошей сохранности.

Описание. Раковина цилиндрическая с углом спирали, равным 4°. Высота раковины, судя по построению, достигла длины около 350 мм,

¹ Название рода от neos (греч.) — новый и *Nerinea*.

² Название вида от Арагатского района Армянской ССР.

при ширине 43 мм и высоте последнего оборота 61 мм. Обороты высокие, слабо вогнутые. Шовная линия расположена на верхней части шовного валика. Основание раковины слабо выпуклое. Устье высокое, ромбическое с 3 складками. Складка наружной губы треугольной формы и наиболее крупная, теменная складка пластинчатая и горизонтальная, а столбиковая складка широкая, но менее высокая.

Сравнение. Новый вид от *Neonerinea asiatica* (Djal.) (Джалилов, 1964, табл. XI, фиг. 1—4) отличается меньшим углом спирали, более слабой вогнутостью оборотов и меньшей относительной высотой последних, а от *N. ferganensis* (Pčel.) (Пчелинцев, 1953, табл. XII, фиг. 9—11)—менее открытым углом спирали, менее высокими оборотами и более крупной складкой наружной губы.

Распространение. Верхний сеноман Армянской ССР.

Местонахождение. Араратский район, правобережье р. Веди, ущелье р. Спитак-джур, известняки верхнего сеномана.

Семейство Diozoptyxidae Pčelincev, 1965

Диагноз. Раковина крупная, от конических до цилиндрических очертаний с узким, реже широким пупком. Обороты гладкие или покрыты бугорками. Устье четырехугольное или ромбическое с 3—4 складками.

Состав. Включает два подсемейства: Diozoptyxinae и Simploptyxinae.

Распространение. Кимеридж—маастрихт.

Подсемейство SIMPLOPTYXINAE HАCOBJAN, subfam. nov.

Типовой род—*Simploptyxis* Tiedt, 1958.

Диагноз. Раковина крупная, конически башенкообразная или цилиндрическая с узким закрывающимся пупком. Скульптура отсутствует или представлена бугорками, а редко—поперечными ребрами. Устье четырехугольно-ромбическое с 4 складками, из которых две расположены на столбике.

Состав. Включает роды: *Haploptyxis* Hаcоbjaп, gen. nov.; *Parasimploptyxis* Hаcоbjaп, gen. nov.; *Plesioplocus* Pčelincev, 1953; *Plesioplygmatis* Böse, 1906; *Simploptyxis* Tiedt, 1958.

Сравнение. Новое подсемейство от Diozoptyxinae отличается более узким, закрывающимся пупком, ромбической формой устья и более развитой внутренней спиральной складчатостью, выраженной 4 основными, а иногда и дополнительными складками. Сравнимое же подсемейство характеризуется трапециoidalной формой устья и присутствием 3 складок, из которых лишь одна расположена на столбике.

Распространение. Альб-маастрихт.

Под *Simploptyxis* Tiedt, 1958

1958. *Nerinea* (*Simploptyxis*) Tiedt, S. 496.

Типовой вид—*Nerinea nobilis* Münster, 1844, верхний коньяк—сантон, Австрия (табл. II, фиг. 4; табл. III, фиг. 6).

Диагноз. Раковина очень крупная, полуцилиндрическая или башенкообразная. Устье ромбическое, сильно удлиненное с толстыми стенкамч и мощным крючкообразным отростком впереди. Внутренних складок четыре, а нередко присутствуют дополнительные складки в донной и верхней частях наружной губы.

Видовой состав. *Nerinea ampla* Münster, 1844; *N. nobilis* Münster, 1844; *Plesioptygmatis elvorensis* O. Aliev, 1961; *P. geissuensis* Pčelincev, 1954.

Сравнение. Описываемый род от рода *Plesioptygmatis* отличается сильно удлиненным задним концом устья, мощным крючкообразным отростком передней части устья, менее крупной верхней складкой столбика и более развитой складкой наружной губы.

Распространение. Верхний коньяк-сантон Австрии и Закавказья.

Род *Plesioplocus* Pčelincev, 1953

1953. *Plesioplocus* Пчелинцев, стр. 111.

Типовой вид—*Plesioplocus grandis* Pčelincev, 1953, турон, Армянская ССР.

Диагноз. Раковина цилиндрическая или башенкообразная с вогнутыми, редко уплощенными оборотами. Шовный валик высокий. Устье четырехугольно-ромбическое с 4 простыми складками, из которых верхне-столбиковая менее развития (табл. I, фиг. 2).

Видовой состав. *Nerinea austinensis* Roemer, 1888; *N. cincta* Münster, 1844; *N. dentiloba* Awad, 1952; *N. incavata* Bronn, 1836; *N. pre-olisiponensis* Delpy, 1948; *N. riograndensis* Stanton, 1947; *N. sinaitica* Awad, 1952; *N. subgigantea* Blanckenhorn, 1927; *Plesioplocus grandis* Pčelincev, 1953; *P. karabakhensis* Pčelincev, 1953; *P. subincavatus* Pčelincev, 1954.

Сравнение. Данный род отличается от рода *Plesioptygmatis* менее развитой верхней, более длинной и тонкой нижней складками столбика, а от рода *Simploptyxis*—менее удлиненным устьем, слабо развитой верхней складкой столбика, менее крупными складками наружной губы и теменной части, отсутствием сильно изогнутого крючкообразного отростка впереди устья.

Распространение. Альб-сантон, Альб Мадагаскара и Техаса, сеноман-турон Закавказья, Ближнего Востока, Средней Азии, Афганистана и Южной Индии, нижний сенон Австрии и Румынии, сенон Техаса.

Род *Haploptyxis* Hacobjan, gen. nov.¹

Типовой вид—*Nerinea (Ptygmatis) pseudonobilis* Choffat, 1901 турон, Португалия (табл. I, фиг. 1).

Диагноз. Раковина от башенкообразной до цилиндрической формы. Обороты плоские, иногда слабо вогнутые. Устье четырехугольное.

¹ Название рода от haplos (греч.) — простой и ptyxis (греч.) — складка.

ромбическое с тонкими стенками, укороченной задней частью и с 4 тонкими, пластинчатыми простыми складками.

Видовой состав. *Nerinea bassani* Fittipaldi, 1900 (= *Plesioptygmatis negramensis* K. Aliev, 1963); *N. geinitzi* Goldfuss, 1844; *N. ouremensis* Choffat, 1901; *N. requieniana* d'Orbigny, 1842; *N. samnitica* Fittipaldi, 1900; *N. turritellaris* Münster, 1844; *N. uchauxiana* d'Orbigny, 1842; *N. (Ptygmatis) pseudo-nobilis* Choffat, 1901; *Plesioptygmatis armenica* Pčelincev, 1953; *P. bactraensis* Djalilov, 1964; *P. djirmanisensis* Pčelincev, 1953 (= *P. turritellaris* Pčelincev, 1953; = *P. parva* Pčelincev, 1953); *P. exposita* Pčelincev, 1954; *P. idjudaraensis* Djalilov, 1964; *P. pčelincevi* K. Aliev, 1963; *P. scalaris* Pčelincev, 1954; *P. subbassani* Pčelincev, 1954; *P. subnobilis* Pčelincev, 1954; *P. subuchauxiana* Pčelincev, 1953; *P. tausensis* Pčelincev, 1954; *Ptygmatis carentonensis* Cossmann, 1896.

Сравнение. Новый род отличается от рода *Plesioptygmatis* менее вытянутой в косом направлении формой устья, примерно равной величиной обеих складок столбика, отсутствием доинной складки. В отличие от рода *Simploptyxis* у нового рода раковина менее крупная, пупок щелеобразный, стенки устья тонкие, отсутствует сильное удлинение в задней части устья, отросток передней части устья менее мощный и слабо изогнутый, а внутренние спиральные складки менее крупные.

Распространение. Сеноман-коньяк. Сеноман ГДР, сеноман и коньяк Таджикской ССР, турон-коньяк Западной Европы, Северной Африки, Ближнего Востока и Закавказья.

Род *Parasimploptyxis* Насобжан, gen. nov.¹

Типовой вид—*Cerithium buchi* Keferstein, 1828, верхний коньяк-сантон, Австрия (табл. II, фиг. 1—3).

Диагноз. Раковина конически-башенкообразная или полуцилиндрическая с вогнутыми, иногда уплощенными оборотами. Скульптура состоит из 2 рядов бугорков и соединяющих их поперечных ребер. Устье четырехугольно-ромбическое с 4 хорошо развитыми складками, из которых теменная и наружной губы крупнее остальных. Задняя часть устья довольно высокая.

Видовой состав. *Cerithium buchi* Keferstein, 1828 (= *Nerinea bicincta* Bronn, 1836; = *Plesioptygmatis caucasica* Pčelincev, 1953); *Nerinea epelis* Woodring, 1952; *N. pailletteana* d'Orbigny, 1842 (= *Nerinea turbinata* Zekell, 1852; = *Plesioptygmatis subturbinata* Pčelincev, 1953); *Plesioptygmatis dalidagensis* Pčelincev, 1954; *P. gulistanica* O. Aliev, 1961; *P. pupoidea* Pčelincev, 1953 (= *P. agdjakendensis* O. Aliev, 1961); ? *P. plana* Pčelincev, 1953.

¹ Название рода от пара (греч.) — возле и *Simploptyxis*.

Сравнение. Новый род формой раковины и устья более сходен с родом *Simploptyxis*, от которого отличается вогнутостью оборотов, присутствием шовного валика, мощной скульптуры в виде бугорков и поперечных ребер, очень узким пупком, менее сильно удлиненной задней частью устья, не очень расширенными складками наружной губы и теменной части. От рода *Haploptyxis* описываемый род отличается присутствием скульптуры, более удлиненной задней частью устья и сравнительно крупными складками, а от рода *Plesioptygmatis* — наличием скульптуры, утолщенностью стенок устья, почти равной величиной обеих складок столбика и более крупной складкой наружной губы.

Распространение. Верхний турон-маастрихт, Верхний турон Франции, коньяк Румынии, Закавказья и Ирана, верхний коньяк-сантон Австрии и ФРГ, маастрихт Кубы.

Семейство *Fibuloptygmatidae* Hacobjan, fam. nov.

Типовой род — *Fibuloptygmatis* Pčelincev, 1924.

Диагноз. Раковина башенкообразная с плоскими или слабо вогнутыми оборотами. Основание выпуклое, на периферии не ограниченное. Пупок узкий, нередко закрывающийся. Устье ромбическое, удлиненное с 4 основными складками.

Состав. Включает роды: *Fibuloptygmatis* Pčelincev, 1924; *Italoptygmatis* Hacobjan, gen. nov.; *Megaptyxis* Pčelincev, 1965; *Laevinerinea* Dietrich, 1939.

Сравнение. От семейства *Ptygmatidae*, к которому раньше относились роды *Fibuloptygmatis* и *Megaptyxis*, новое семейство отличается ромбическим и удлиненным устьем, простым характером основных спиральных складок, закругленным основанием и очень узким пупком. Описываемое семейство от *Diozoptyxidae* отличается ромбическим устьем, заостренным в своих концах, иным характером складчатости, выпуклым основанием.

Распространение. Оксфорд-турон.

Род *Italoptygmatis* Hacobjan, gen. nov.¹

Типовой вид — *Nerinea schiosensis* Pirona, 1884, турон, Италия.

Диагноз. Раковина башенкообразная с плоскими оборотами. Основание выпуклое, на периферии закругленное. Пупок щелеобразный, закрывающийся. Устье ромбическое, сильно вытянутое в косом направлении с заостренными концами. Из четырех крупных простых складок теменная более мощная (табл. III, фиг. 5).

Видовой состав. *Nerinea schiosensis* Pirona, 1884; *N. cylindrica* Futterer, 1892; *Polyptyxis pulchra* Pčelincev, 1953.

Замечание. Типовой вид, как и остальные виды нового рода, раньше включался в состав рода *Polyptyxis*, который, однако, характе-

¹ Название рода от Италии и *Ptygmatis*.

ризуется четырехугольным устьем, более тонкими, пластинчатыми, глубоко проникающими в полость устья складками и принадлежит к семейству Polyptyxidae.

Сравнение. Новый род отличается от рода *Fibuloptygmatidis* отсутствием шовного валика и мощной скульптуры, более короткой и наклоненной вниз складкой наружной губы, широкой теменной складкой и присутствием дополнительной складки в верхней части наружной губы. От рода *Megartyxis* новый род отличается косым характером устья, более суженными его концами и более развитой теменной складкой.

Распространение. Турон Италии, Румынии и Закавказья.

Надсемейство NERINELLOIDEA

Семейство Aptyxiellidae Hacıbaj, fam. nov.

Типовой род—*Aptyxiella* Fischer, 1885.

Диагноз. Раковина узкая, иногда игольчатая, башенкообразная или цилиндрическая с высокими, вогнутыми, килеватыми оборотами. Скульптура состоит из спиральных рядов бугорков. Устье высокое, округленно-четырехугольное или ромбическое, без складок (табл. III, фиг. 1—4).

Состав. Включает роды: *Aplocus* Pčelincev, 1954; *Aptyxiella* Fischer, 1885; *Contortella* Pčelincev, 1965; *Dalmatea* Pčelincev, 1965; *Valanginella* Pčelincev, 1965.

Сравнение. Новое семейство от Nerinellidae отличается более простым и менее узким устьем, отсутствием внутренней спиральной складчатости, наличием более хорошо развитой скульптуры.

Формой устья и отсутствием внутренней складчатости новое семейство отличается от других семейств надсемейства Nerinelloidea.

Распространение. Верхний оксфорд-турон.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 3.IX.1973.

Վ. Խ. ՀԱՎՈՐՅԱՆ

ՈՒՇԿԱՎՃԱՏԻՆ ՆԵՐԻՆԵԼԻՆԵՐԻ (GASTROPODA) ԴԱՍԱԿԱՐԿԻՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հալաստանի վերին կավճի նստվածքներում հանդիպող ներինեիդների ուսումնասիրման հիման վրա պարզվում է, որ նրանց խեցու մի շարք առանձնահատկություններ ունեն կարևոր սիստեմատիկ նշանակություն: Ելնելով դրանից, վերանայվում է ներինեիդների դոյություն ունեցող դասակարգումը, անջատելով Fibuloptygmatidae և Aptyxiellidae նորընտանիքները, Simplotyxiinae նոր ենթաընտանիքը, Neonerinea, Haploptyxis, Parasimplotyxis և Italoptygmatidis հոր սեռերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Джалилов М. Р. Позднемеловые брюхоногие юго-западного Дарваза. Сб. «Палеонтология Таджикистана». Душанбе, 1964.
2. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхней юры и нижнего мела Крыма. Главн. геол.-разв. упр., т. XX, 252(16), 1931.
3. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. Изд. АН СССР, 1953.
4. Пчелинцев В. Ф. Мурчисония мезозоя горного Крыма. «Наука», 1965.
5. Cossmann M. Contributions à la paléontologie française des terrains jurassiques. Nerinees. Mém. Soc. Géol. France, Paléont., t. VIII, fasc. 1—2, 1898.
6. Cox L. R. On the genotype of Nerinea with a new subgeneric name Eunerinea. Malacol. Soc. London Proc., v. 27, 1949.
7. Dietrich W. O. Gastropoda mesozoica: Fam. Nerineidae. Fossil, Catalogus. I: Animalia, p. 31. Berlin, 1925.
8. Gelger P. Die Nerineen des schwäbischen Jura. Jahres. Ver. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 57. Stuttgart, 1901.
9. Rollier L. Notes paléontologiques sur les Nerinees du Crêt-de-l'Anneau près Travers. Bull. Soc. Neuchât. Sci. nat., t. 36, 1909.
10. Termier G. Classe des Gastéropodes. In: Piveteau Traité de Paleontologie, II. Paris, 1952.
11. Tiedt L. Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. Sitz. Ost. Akad. Wiss., math.-nat., Abt. 1, Bd. 167, 1958.
12. Zittel K. Die Gastropoden der Stramberger Schichten. Paleont. Mitt. Mus. Bayer-Staates, Bd. II, 1873.



1 a



1 б



2 a



3 a



3 б



2 б

Таблица 1

- Фиг. 1. *Haploptyxis pseudonobilis* (Choffat). $\times 1$. Экземпляр № 1057/102.
Правый берег р. Хосров, северо-восточнее разв. сел. Агасалу, нижний ту-
рон. Сборы В. Т. Акопяна.
- Фиг. 2. *Plesioplocus karabakhensis* Pselincev. $\times 1$. Экземпляр № 1043/102.
Ноемберянский район, сел. Баганис, нижний сеноман. Сборы В. Т. Акопяна.
- Фиг. 3. *Neonerinea araratica* Hасоbjan, sp. nov. $\times 1$. Экземпляр № 357/102.
Правобережье р. Веди, ущелье р. Спитак-джур, верхний сеноман. Сборы
В. Т. Акопяна.



Таблица II

- Фиг. 1—3. *Parasimploptyxis buchi* (K e f e r s t e i n). $\times 1$. 1—экз. № 415/102; 2—экз. № 421/102. Восточное побережье оз. Севан, р. Гейсу, верхний коньяк. Сборы А. А. Атабекяна. 3— экз. № 469/102. Иджеванский район, сел. Ачаджур, верхний коньяк. Сборы В. Т. Акопяна.
- Фиг. 4. *Simploptyxis nobilis* (M ü n s t e r). $\times 1$. Экз. № 1046/102. Таузский район, сел. Ажанлы, нижний сантон. Сборы Г. А. Чубаряна.

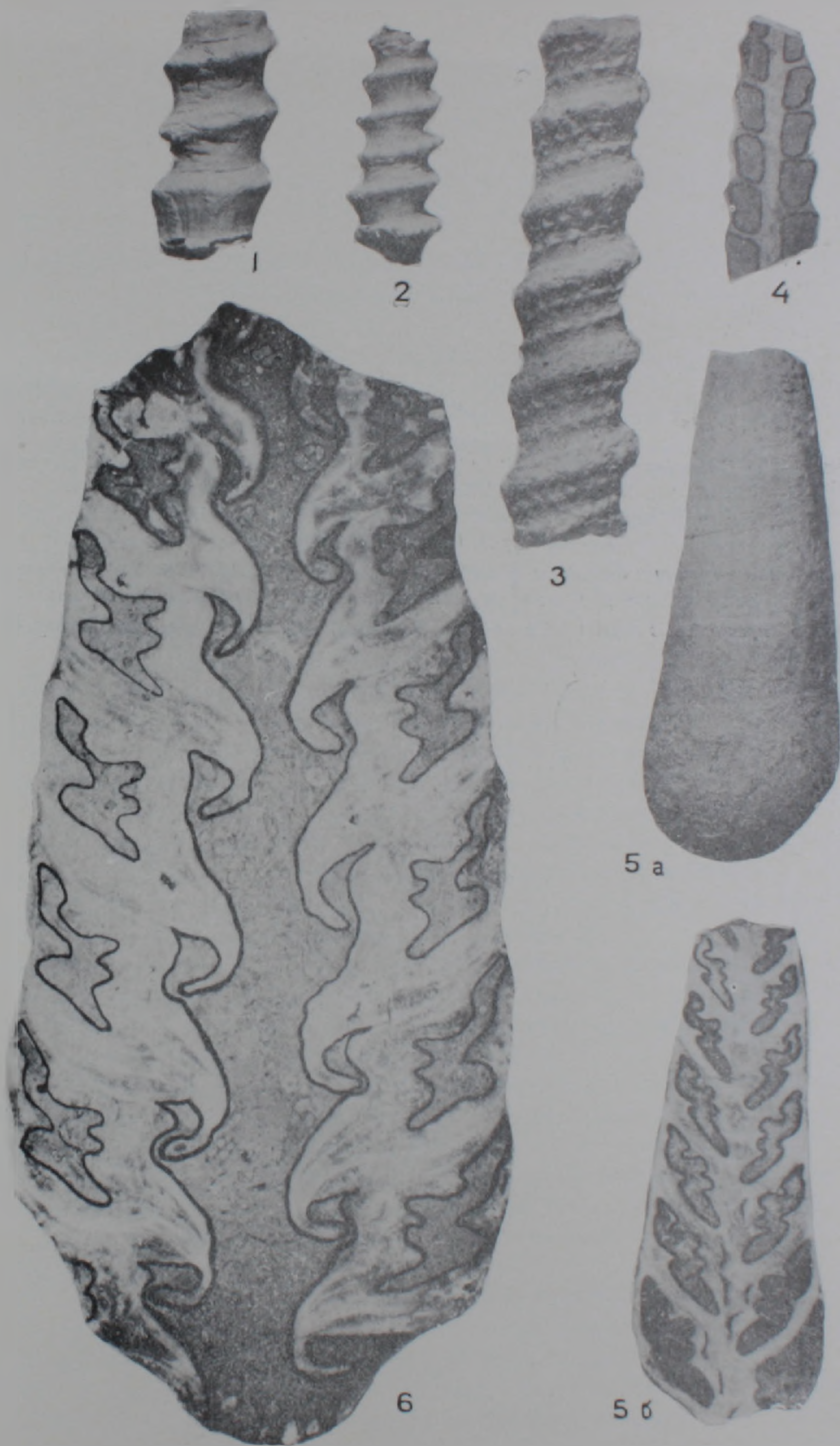


Таблица III

Фиг. 1—4. *Dalmatea posthuma* Pselincev. 1 — экз. № 548/102, $\times 1$; 2 — экз. № 549/102, $\times 1$; 3 — экз. № 551/102, $\times 6$. Правобережье р. Веди, ущелье р. Спитак-джур, верхний сеноман. 4 — экз. № 1080/102, $\times 1$. Оттуда же, нижний турон. Сборы В. Т. Акопяна.

Фиг. 5. *Italoptygmatis cylindrica* (Futterer). $\times 1$. Экз. № 1065/102. Правобережье р. Веди, ущелье р. Спитак-джур, нижний турон. Сборы А. А. Атабекяна.

Фиг. 6. *Simploptyxis nobilis* (Münster). $\times 1$. Экз. № 1046/102 (см. табл. II, фиг. 4).

УДК 550.4.422

Р. Н. ЗАРЬЯН, Р. А. САРКИСЯН, Г. А. САРКИСЯН,
А. И. КАРАПЕТЯН, К. В. ДАВТЯН

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАФАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Кафанский рудный район входит в состав Алаверди-Кафанской структурно-металлогенической зоны [9] и характеризуется широким развитием юрских-нижнемеловых вулканических серий с подчиненной ролью субвулканических и гипабиссальных образований.

В пределах Кафанского рудного поля по времени формирования выделяются следующие циклы эффузивных и интрузивных образований и связанных с ними субвулканических и жильных пород [10].

1. Нижне-среднеюрский эффузивный цикл;
2. Верхнеюрский эффузивный цикл;
3. Меловой интрузивный цикл.

Кроме отмеченной схемы существует классификация верхнеюрских-меловых вулканических образований, предложенная А. Х. Мнацаканян [12], по которой указанные вулканы района объединены в составе четырех возрастных комплексов: верхнеоксфорд-кимериджского, титон-средневаланджинского, верхнеаптского и сантонского.

Анализ литературных данных и новые фактические материалы авторов позволяют уточнить приведенную схему [10] и на основании совокупности признаков выделить разновозрастные магматические комплексы, которые в целом относятся к андезитовому формационному типу собственно геосинклинальной стадии развития [7].

1. Нижнебайосский магматический комплекс. В его составе выделяются эффузивные (андезито-базальты, андезиты и их лавобрекчии), дайковые (диабазовые и андезитовые порфириты) и интрузивные (габбро, плагиограниты, гранофиры) образования.

2. Верхнебайосский магматический комплекс включает эффузивные (андезиты, андезито-дациты и дациты), субвулканические (кварцевые дациты) и жильные (диабазы) породы.

3. Верхнеюрско-средневаланджинский магматический комплекс представлен эффузивами и корнями их излияний (дайки диабазов, андезитов) и субвулканическими (кварцевые дациты, липарито-дациты и липариты) образованиями.

4. Неокомский магматический комплекс объединяет габбро-диориты и диориты интрузивной, а также габбро-диабазы, диабазы, диоритовые порфириты и микродиориты жильной фации.

В процессе формирования выделенных магматических комплексов наблюдается определенная эволюция химизма слагающих их пород, а

также специфические различия в характере постмагматической деятельности комплексов.

1. Эффузивная фация нижебайосского магматического комплекса составляет низы стратиграфического разреза мощных вулканогенных образований юры и залегает на предполагаемых отложениях палеозоя [11]. В литературе эффузивные породы данного комплекса известны под названием толщи «брекчиевидных эпидотизированных порфиритов». Нижебайосский возраст последних В. Т. Акопян [1] обосновывает тем, что они без перерыва и видимого углового несогласия залегают непосредственно под фаунистически охарактеризованными верхнебайосскими вулканогенно-осадочными образованиями. Однако, имеются также мнения о нижеюрском возрасте толщи эпидотизированных порфиритов и наличии перерыва между ней и вышележащими верхнебайосскими образованиями [4, 8].

Выделение нижебайосского магматического комплекса в качестве самостоятельной единицы, характеризующейся развитием в ее составе разнообразных пород не только эффузивной, но и интрузивной и дайковой (жильной) фаций (Унанский участок), обосновывается следующими данными.

Вулканогенная толща нижнего байоса по всему своему объему подвергнута региональному поствулканическому зеленокаменному переорождению в условиях хлорит-эпидотовой фации. Контуры зеленокаменных изменений практически совпадают со стратиграфической границей доверхнебайосской толщи и служат своеобразным маркирующим горизонтом для доверхнебайосских образований. Среди многообразия разновозрастных дайковых пород, которыми насыщена нижебайосская толща, геолого-петрографическими наблюдениями выделяются эпидотизированные дайки диабазов и андезитов, которые пересечены неэпидотизированными дайками диабазовых порфиритов и габбро-диабазов послесреднеюрского возраста. Верхнебайосская толща, в отличие от нижебайосской, не затронута процессом региональной эпидотизации. Эти данные позволяют считать, что формирование эффузивной толщи доверхнебайосского возраста сопровождалось внедрением дайковых пород, генетически связанных с очагами вулканизма, которые охвачены поствулканическими региональными зеленокаменными изменениями, независимыми и предшествующими верхнебайосскому вулканизму [13].

Геологические наблюдения позволяют в составе нижебайосского магматического комплекса выделить интрузивные образования габбро, плагиогранитов и гранофилов.

Правомочность выделения плагиогранитов в составе нижебайосского комплекса основана на обнаружении их галек в конгломератах, залегающих в основании верхнебайосской и верхнеюрской толщ [14]. Обнаружение этих конгломератов в основании верхнего байоса свидетельствует о размыве доверхнебайосских образований и наличии перерыва между вулканическими процессами нижнего и верхнего байоса. Установление перерыва между вулканическими явлениями нижнего и

верхнего байоса объясняет в свою очередь самостоятельность нижнебайосских вулканических и поствулканических процессов от верхнебайосских.

К нижнебайосскому магматическому комплексу следует отнести также обнаруженные Р. А. Саркисяном и А. Х. Мнацаканян в низах нижнебайосской толщи эпидотизированных мелких штокообразных тел габбро и невыдержанных маломощных прожилков гранофилов. Последние пересекают как эпидотизированные андезиты, так и габбро. Габбро и гранофиры в такой же степени эпидотизированы, что и вмещающие их андезиты и в свою очередь пересечены неэпидотизированными дайками микродиоритов неокомского возраста.

Хотя массивы плагиогранитов в пределах Кафанского рудного поля нигде не обнаружены, отнесение их именно к нижнебайосскому магматическому циклу подтверждается находками галек плагиогранитов в линзах и пачках туфоосадочных пород верхнего байоса (у пос. Ашотаван), данными их абсолютного возраста (157 ± 5 млн. лет), а также исследованиями А. А. Белова [3], показавшего, что в палеозой-доюрское время описываемая территория характеризовалась субплатформенным режимом развития с терригенно-карбонатным осадконакоплением.

2. Верхнебайосский магматический комплекс включает в себя эффузивно-пирокластические образования андезитового, андезито-дацитового состава и барабатумские кварцевые андезито-дациты, а также жильные породы измененных диабазов (рудник им. Комсомола) и субвулканические кварцевые дациты (руч. Банный, у выс. Саядкар, рудник им. Комсомола). Рассматриваемые вулканы составляют центральную часть рудного поля и являются основными рудовмещающими породами. Возраст эффузивов достоверно определяется как верхний байос на основании фауны, найденной А. Т. Асланяном [2] и В. Т. Акопяном [1] в туфоосадочных линзах, залегающих среди кварцевых андезито-дацитов. Образования комплекса трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются верхнеюрской вулканогенно-обломочной толщей. В разрезе собственно эффузивной фации комплекса наблюдается изменение состава пород от андезитов до дацитов со сложным чередованием лав и пирокластов. В состав комплекса отнесены также дайкообразные и штокообразные тела кварцевых дацитов, среднеюрский возраст которых устанавливается их перекрыванием отложениями верхней юры, пересечением послеверхнеюрской дайкой габбро-диабаз, данными абсолютного возраста (162 ± 5 млн. лет) и отношением к рудообразовательному процессу.

3. Нижний предел верхнеюрско-средневаланжинского магматического комплекса определяется весьма убедительно по трансгрессивному залеганию верхнеюрских пород на верхнебайосские образования, а верхний предел—по налеганию карбонатных отложений верхневаланжин-готеривского времени с мелкогалечным конгломератом в основании на андезитовые порфириты фиолетового цвета (у с. Агарак). Рассматривая геологическое положение, петрографический

состав, степень дифференциации и характер извержений, А. Х. Мнацаканян [12] в составе верхнеюрских-меловых вулканических образований выделяет верхнеоксфорд-кимериджский и титон-средневаланжинский комплексы андезито-базальтов и андезитов, соответствующие понятию андезитовой формации, но она объединяет их в единую петрохимическую ассоциацию.

Разделение единой петрохимической ассоциации вулканитов верхней юры-нижнего мела на два комплекса А. Х. Мнацаканян [12] мотивирует наличием линз известняков, которые свидетельствуют о перерыве в вулканизме. Однако, все детальные исследования по стратиграфии и литологии верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований [1, 2, 11] указывают на постепенные переходы тапасаркармакарской вулканогенной свиты (титон-средний валанжин) в подстилающую вулканогенно-обломочную. Линзы известняков, туффитов, песчаников в данной свите развиты неравномерно по всему восходящему разрезу, а иногда и совершенно отсутствуют. В основании этих известняков или в основании перекрывающих их порфиритов отсутствуют также и базальные конгломераты [1], которые указывали бы на существенный геологический перерыв при формировании указанных свит.

В составе комплекса описываются жильные породы, связанные с вулканизмом этого цикла (диабазы, андезиты, порою являющиеся корнями их излияний у сс. Барабатум, Норашенник, а также субвулканические образования кварцевых дацитов и липаритов, прорывающие верхнеюрско-средневаланжинские вулканогенные породы на уч. Арачадзор, Дзорастан, Пелур (Г. П. Багдасарян и др., 1971).

4. Неокомский магматизм на территории рудного поля проявлен в виде штокообразных тел габбро-диоритов (у с. В. Вачагач и др.), даек габбро-диабазов, диабазов, диорит-порфиритов, микродиоритов, последовательность образования которых фиксируется наблюдаемыми взаимопересечениями. Нижнемеловой возраст пород комплекса устанавливается по их сходству с интрузивами Цавского массива, а также нахождением хорошо окатанных галек розовых гранитов (цавских) в туронских конгломератах у с. Агкерпи [15].

Образования комплекса представлены рядом от габброидов до градиоритов с преобладанием пород диоритового состава.

Изучение особенностей распределения металлических и редких элементов в исследуемых породах представляет определенный интерес для выявления генетических связей оруденения с породами тех или иных магматических комплексов. По данным А. Х. Мнацаканян (1967, 1968), в распределении главных рудообразующих элементов и, в частности, меди наблюдаются повышенные против кларковых значений содержания в породах почти всех комплексов, начиная от нижнего байоса вплоть до верхнего мела (сантонский комплекс), однако, она медно-полиметаллическое оруденение Кафанского месторождения рассматривает в парагенетической связи с очагами верхнебайосского вулканизма.

Для решения вопроса о геохимической специализации рассматрива-

емых магматических комплексов Кафанского рудного поля, нами использованы результаты 1728 химических определений, 288 полуколичественных спектральных и 93 силикатных анализов (табл. 1, 2).

В образовании пород рассматриваемых формаций принимал участие большой комплекс элементов, которые сгруппированы согласно геохимической классификации А. Н. Заварицкого [6]. Среднеарифметические содержания элементов-примесей сравнивались с кларками элементов в различных породах по А. П. Виноградову [5].

Группа малых петрогенных элементов

Бериллий установлен в породах изученных комплексов в кларковых и нижекларковых содержаниях. Наиболее значительные содержания бериллия устанавливаются в породах третьего комплекса, а минимальные—в продуктах первого комплекса. В процессе дифференциации магм наблюдается тенденция повышения содержания элемента от основных пород к более кислым.

Литий в образованиях всех комплексов обнаруживается в близкларковых значениях. Максимальные содержания элемента установлены в плагиогранитах первого и андезито-базальтах третьего комплексов (табл. 2 и фиг. 1).

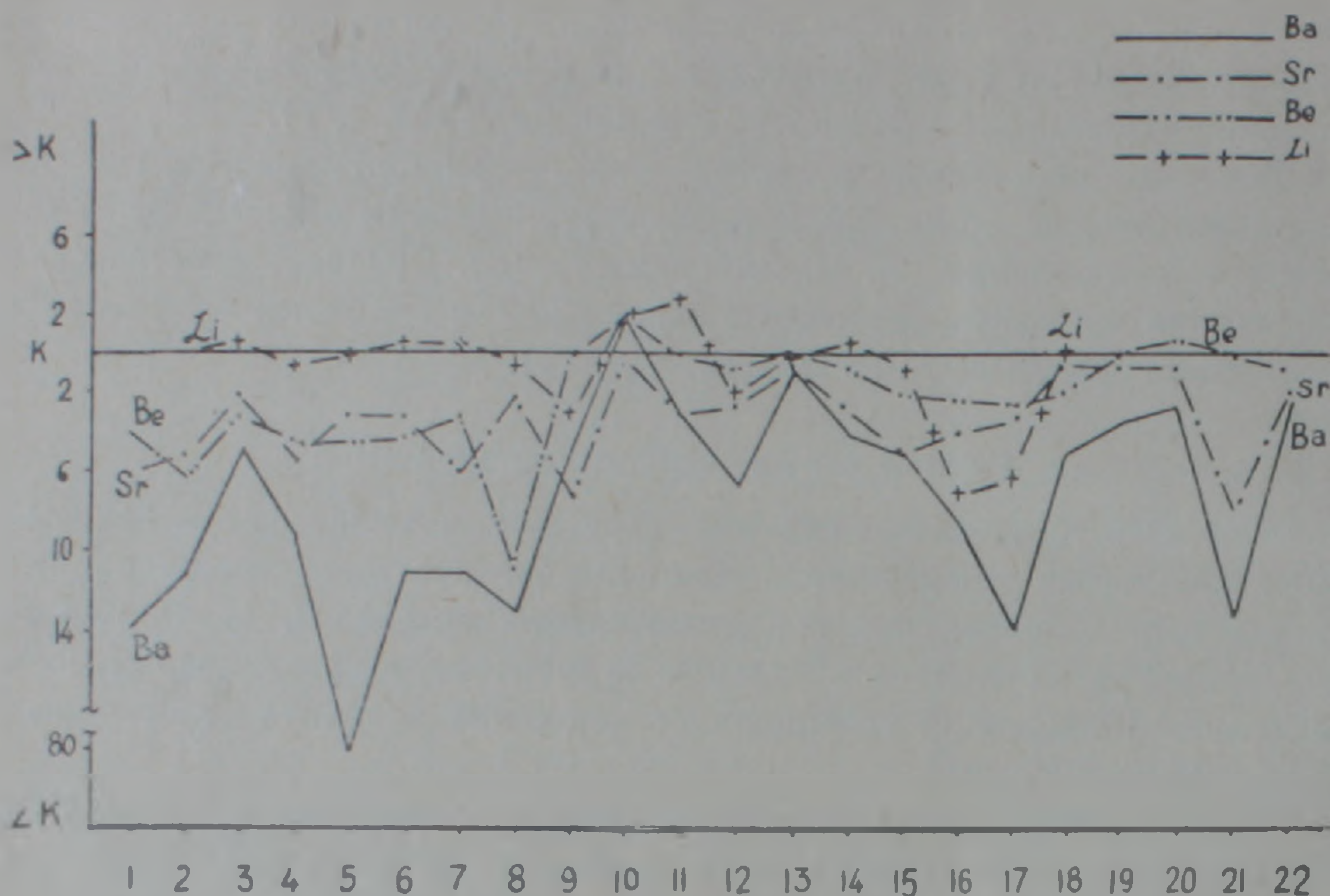
Стронций является нехарактерным элементом для пород всех комплексов и обнаруживается в нижекларковых содержаниях. Особенно низкие содержания устанавливаются в измененных диабазах и монокварцитах.

Барий также нехарактерный элемент для пород рудного поля и отмечается в нижекларковых содержаниях (фиг. 1). Следует отметить, что высокие концентрации элемента наблюдаются в монокварцитах (до 0,325%). Это объясняется присутствием барита в монокварцитах (уч. Каварт). Во всех породах количество стронция, как правило, всегда преобладает над барием. Породы рассматриваемых комплексов по содержанию бериллия, бария и стронция резко отличаются, причем их средние концентрации увеличиваются от древних образований к более молодым (табл. 2).

Группа редких элементов

Галлий является одним из характерных элементов-примесей в породах всех комплексов. Минимальное количество (0,0003%) элемента обнаруживается в диксит-пиррофиллитовых кварцитах. Среднее содержание галлия в породах различных комплексов одинаковое и равно 0,0034% (табл. 2).

Цирконий является нехарактерным элементом. Его содержания в породах обычно ниже кларковых величин в 0,7—6 раз (фиг. 3). В диабазовых порфиритах верхнеюрского времени отмечаются содержания в 2,5 раза выше кларка (табл. 2). Минимальные значения элемента установлены в монокварцитах Каварта.



Фиг. 1. Характер распределения малых петрогенных элементов в породах магматических комплексов. На оси абсцисс расположены породы: Первый комплекс—1) андезито-базальты, 2) андезиты, 3) дайки диабазовых порфиритов, 4) дайки андезитовых порфиритов, 5) плагиограниты; Второй комплекс—6) авгитовые андезиты, 7) андезиты, 8) андезито-дациты, 9) дайки диабазов; Третий комплекс—10) диабазовые порфириты, 11) андезито-базальты, 12) андезиты, 13) дайки диабазов, 14) дайки андезитовых порфиритов, 15) субвулканические кварцевые дациты, 16) субвулканические липарито-дациты, 17) субвулканические липариты; Четвертый комплекс—18) габбро-диориты, 19) дайки габбро-диабазов, 20) дайки диабазов, 21) дайки диорит-порфиритов, 22) дайки микродиоритов.

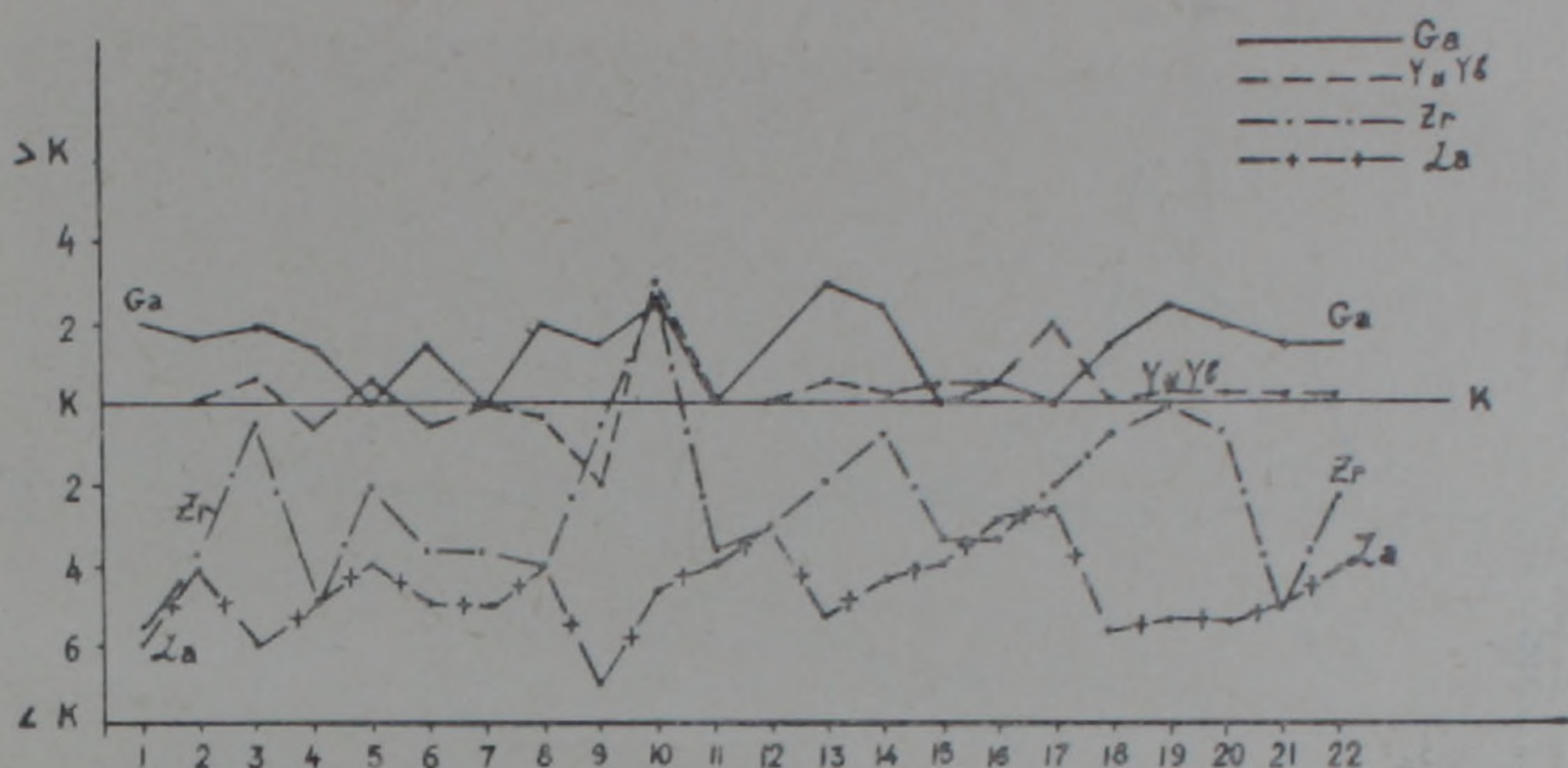
Иттрий в изученных породах распределен неравномерно и обнаруживается как в вышекларковых (1, 2—3 раза), так и нижекларковых (0,75—2 раза) содержаниях. В измененных разновидностях (диабазы, монокварциты и диксит-пиррофиллитовые кварциты) пород содержание иттрия ниже и колеблется от 0,0005 до 0,001% (табл. 2).

Иттербий является малохарактерным элементом, причем распределяется, как и иттрий, неравномерно. Содержания иттербия в эффузивных и интрузивных породах варьируют в пределах от 0,00015 до 0,0006%. Отношение Y/Yb почти постоянное и равно 10.

Лантан установлен во всех породах в нижекларковых содержаниях в 2,5—7,0 раз (фиг. 2). В процессе эволюции магм количество элемента увеличивается от основных дериватов к кислым.

В магматических породах указанных комплексов средние содержания малых петрогенных и редких элементов соответственно убывают в следующей последовательности:

- а) $Sr-Ba-Li-Be$,
- б) $Zr-Ga-Y-La-Yb$.



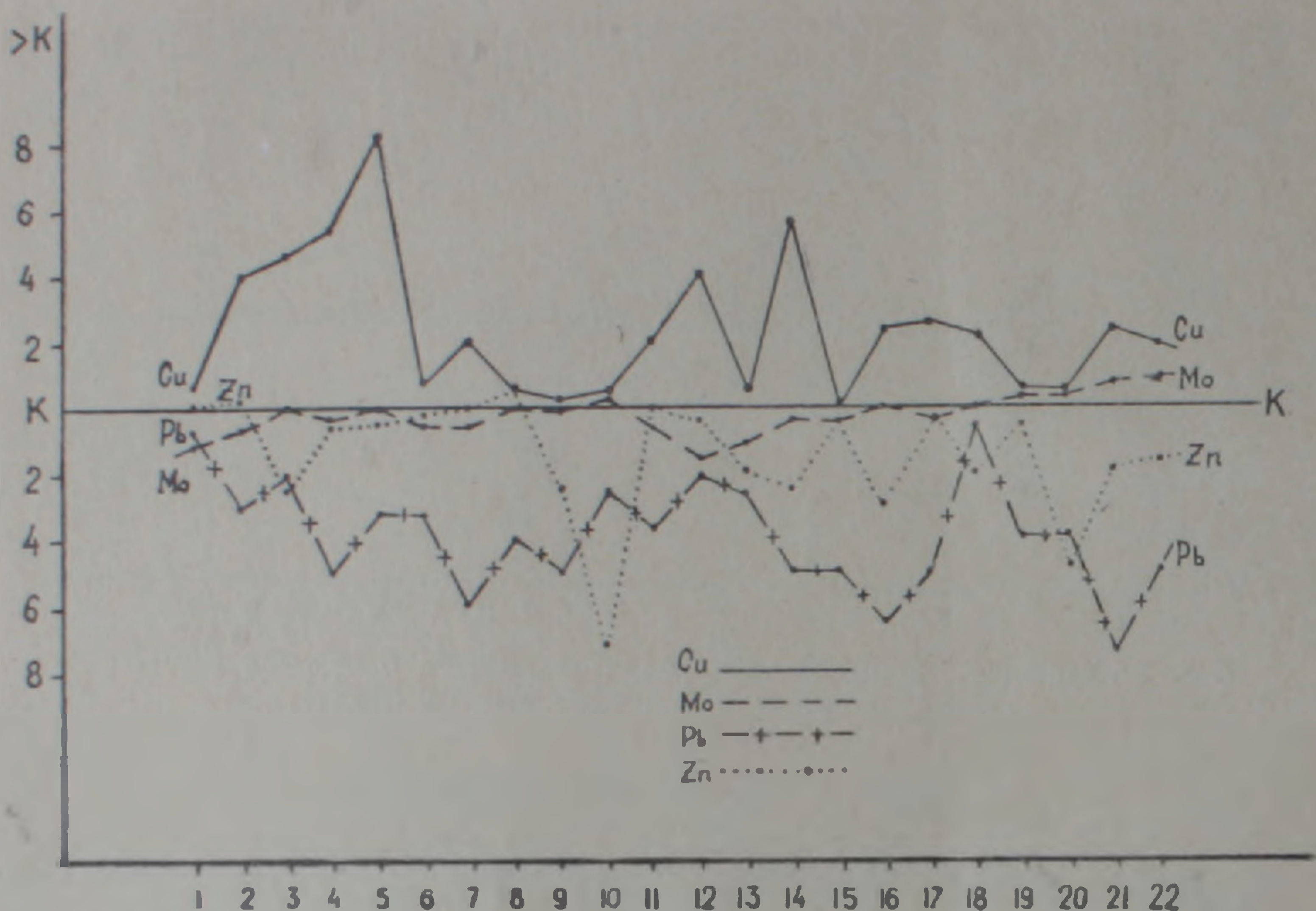
Фиг. 2. Характер распределения редких элементов в породах магматических комплексов (названия пород см. фиг. 1).

Группа металлических элементов

Медь установлена во всех разновидностях пород указанных комплексов в содержаниях, превышающих кларковые значения от 1,5 до 8,0 раз. Максимальные вышекларковые значения характерны для даек андезитовых порфиритов и плагиогранитов нижнебайосского комплекса и даек андезитовых порфиритов и андезитовых лав верхнеюрско-средневаланжинского комплекса. Минимальные количества меди наблюдаются в андезитах, андезито-дацитах и жильных диабазах верхнебайосского комплекса (фиг. 3).

С целью установления форм нахождения меди в породах указанных комплексов, нами в отраженном свете было просмотрено много полированных шлифов, изготовленных из всех разновидностей интрузивных и эффузивных образований. При этом, включения халькопирита были обнаружены почти во всех породах при содержаниях меди в тысячных долях процента. В породах верхнебайосского комплекса частота обнаружения выделения пирита, имеющего широкое распространение, хорошо коррелируется со встречаемостью сульфида меди—халькопирита. В ассоциации с халькопиритом встречаются вторичные минералы: халькозин, борнит, ковеллин, малахит, азурит и др. Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении содержаний свинца и цинка с частотой встречаемости их сульфидов (сфалерит, галенит) в андезитах и барабатурских андезито-дацитах верхнего байоса. В породах комплексов медь находится главным образом в виде микроскопических или субмикроскопических включений халькопирита постмагматического (гидротермального) происхождения. В породах незначительная часть меди как изоморфная примесь связана с железо-магниевыми силикатами (биотит, роговая обманка и т. д.).

Молибден в породах исследуемых комплексов распределяется неравномерно и варьирует в пределах от 0,00005 до 0,00017% (табл. 2,



Фиг. 3. Характер распределения металлических элементов в породах магматических комплексов (названия пород см. фиг. 1).

фиг. 3). Относительно повышенные содержания металла приурочены к дайкам габбро-диабазов и диабазов интрузивного цикла. Следует особо отметить, что в кварцитах среднее содержание элемента увеличивается и достигает 0,00127% (табл. 2).

Цинк в кларковых количествах содержится в андезито-базальтах, андезитах, андезито-дацитах и авгитовых андезитах соответственно первого, второго и третьего комплексов, а в остальных образованиях - в нижекларковых содержаниях от 1,2 до 7,2 раз (фиг. 3). Максимальное содержание (0,0120%) металла установлено в дайках андезитовых порфиритов и монокварцитах (табл. 2).

Свинец во всех разновидностях пород различных комплексов распределен крайне неравномерно и всюду значительно ниже кларковых величин (фиг. 3). В образованиях рассматриваемых комплексов соотношение между средними содержаниями металлических элементов одинаковое: $Cu > Zn > Pb > Mo$.

Элементы группы железа

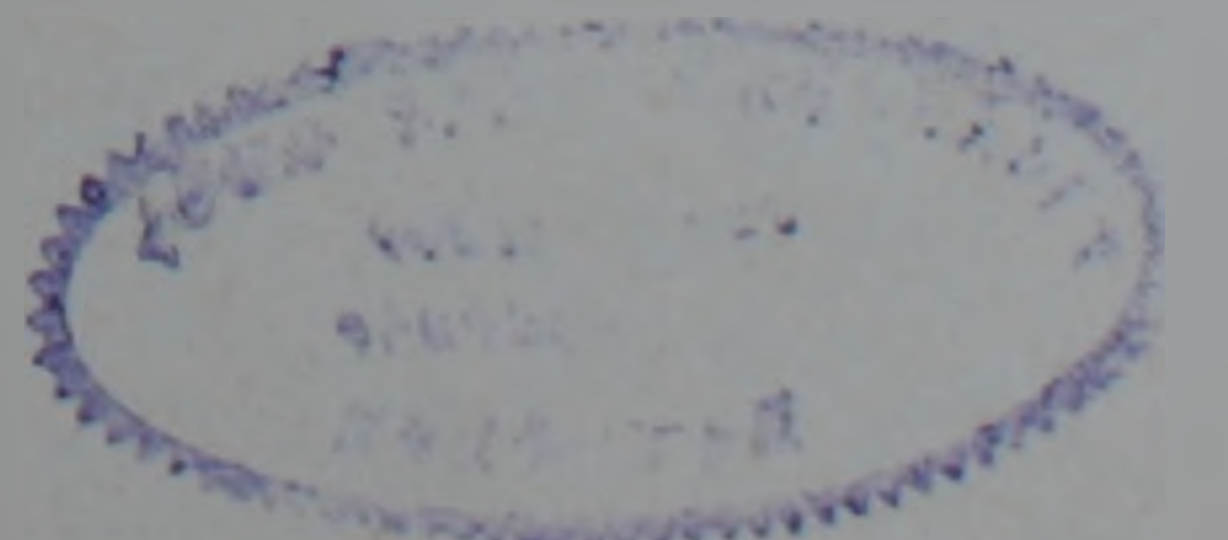
Титан и марганец в близкларковых содержаниях присутствуют во всех породах рассматриваемых комплексов (фиг. 4). В целом в каждой разновидности пород элементы распределены неравномерно. Характерно, что в изученных образованиях количество титана, как правило, всегда преобладает над марганцем. Максимальные концентрации тита-

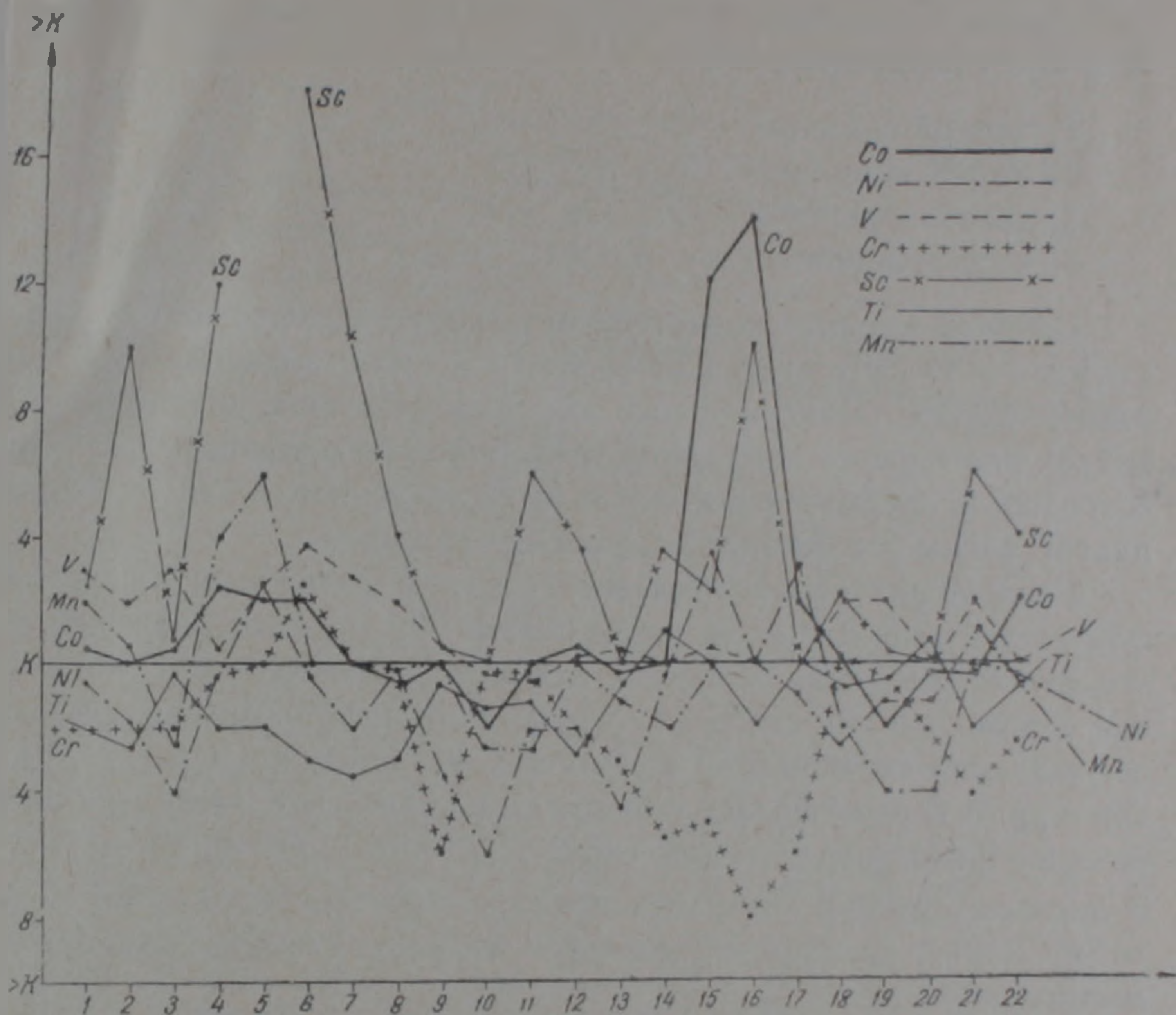
Таблица 1

Средний химический состав магматических пород Кафанского рудного поля

Возраст	Средняя юра									Верхняя юра — средний валанжин									Неоком				
	нижний байос					верхний байос																	
	эффузивные		дайковые		интрузивные	эффузивные		андезито-дациты (барабатум)	дайковые	эффузивные				дайковые		субвулканические-экструзивные			интрузивные	дайковые			
Породы	Андезито-базальты	Андезиты	Диабазовые порфириты	Андезито-вые порфириты	Плагииограниты	Андезиты	Андезито-дациты	Андезито-дациты (барабатум)	Диабазы	Диабазовые порфириты	Базальты	Андезито-базальты	Андезиты	Диабазы	Андезито-вые порфириты	Кварцевые дациты	Липарито-дациты	Липариты	Габбро-диориты	Габбро-диабазы	Диабазы	Диорит-порфириты	Микро-диориты
количество анализов	3	3	2	2	1	3	2	7	3	2	8	4	6	8	2	9	1	8	3	7	2	2	5
SiO ₂	52,76	57,34	47,30	58,47	77,94	53,62	61,48	60,01	46,28	49,65	49,29	55,63	58,9	48,19	57,00	68,38	68,19	74,25	53,36	49,07	49,52	54,78	59,36
TiO ₂	0,61	0,53	1,24	0,63	0,24	0,37	0,42	0,47	1,30	1,07	1,17	1,09	0,75	1,40	1,51	0,42	0,19	0,40	1,09	1,36	2,07	0,66	1,03
Al ₂ O ₃	16,82	15,92	18,63	15,21	12,18	16,05	17,63	16,17	17,65	14,66	19,31	18,67	17,40	17,75	16,13	14,07	17,08	12,32	17,07	14,23	15,65	17,26	16,75
Fe ₂ O ₃	7,28	5,42	7,24	6,74	0,85	2,94	4,0	4,88	4,52	5,82	4,29	4,39	3,50	5,44	7,40	2,29	3,54	3,01	7,52	8,38	4,37	6,97	4,43
FeO	2,46	3,91	4,19	3,26	1,11	6,79	2,45	1,38	5,39	6,86	5,12	2,83	2,40	4,51	1,77	2,60	0,73	1,14	0,88	5,36	5,58	1,15	1,60
MnO	0,43	0,21	0,28	0,35	0,05	0,14	0,13	0,08	0,28	0,16	0,14	0,11	0,17	0,22	0,09	0,09	0,07	0,05	0,12	0,18	0,16	0,21	0,12
MgO	4,70	2,35	4,49	3,64	0,75	3,84	3,11	2,23	4,40	5,45	5,94	2,69	2,40	5,04	2,30	2,08	0,17	0,75	3,62	4,41	8,74	3,47	2,20
CaO	5,94	4,95	9,63	8,29	0,70	4,91	0,86	5,72	4,96	6,98	7,40	6,03	5,79	6,20	4,12	2,02	0,56	1,10	9,19	6,75	7,92	4,34	4,20
Na ₂ O	2,75	3,40	2,76	1,15	5,0	3,08	2,72	3,06	4,10	3,63	2,84	4,84	3,22	4,17	7,70	2,64	5,25	4,90	3,93	3,65	1,08	3,70	5,22
K ₂ O	0,67	0,71	0,53	0,38	0,64	0,59	0,75	0,62	0,58	0,65	0,69	1,02	0,90	0,81	0,12	0,83	3,0	0,89	0,80	0,32	0,76	0,80	1,75
H ₂ O	0,04	0,42	0,48	0,17	0,03	1,14	1,01	0,54	0,55	0,50	0,81	0,64	0,78	0,71	0,47	0,47	0,27	0,33	0,64	0,52	0,53	0,44	0,44
SO ₃	0,11	—	—	—	—	—	1,19	0,02	0,19	—	—	—	—	0,18	—	—	—	0,02	—	—	—	0,72	0,03
S	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—	—	—	—	0,13	—	—	—	0,02	—	—	—	—	0,02
P ₂ O ₅	0,09	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—
п.п.п.	5,27	4,50	3,25	2,04	1,13	6,69	4,20	4,83	7,06	4,87	2,81	2,20	2,99	5,64	1,78	3,40	1,02	1,18	2,46	4,68	3,44	6,16	2,15
Сумма	99,87	99,66	100,02	100,33	100,65	100,16	99,95	100,04	99,26	100,30	100,31	100,14	100,20	100,45	100,39	99,29	100,07	100,36	100,66	99,80	99,82	100,86	99,30
$\frac{Fe^{3+} + Fe^{2+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg^{2+}}$	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,8	0,7	0,9	0,8	0,7	0,7	0,5	0,7	0,7
Fe ³⁺ / Fe ²⁺	3,0	1,4	1,7	2,0	0,8	0,4	1,6	3,5	0,8	0,85	0,8	1,5	1,0	1,2	4,1	0,9	5,0	2,7	9,0	1,5	0,8	6,0	2,8
$\frac{K^{+} + Na^{+}}{K^{+} + Na^{+} + Ca^{2+}}$	0,35	0,45	0,25	0,15	0,9	0,4	0,8	0,4	0,5	0,4	0,32	0,5	0,41	0,4	0,7	0,6	0,9	0,8	0,3	0,4	0,2	0,5	0,6
Na ⁺ / K ⁺	4,1	4,80	5,2	3,0	8,0	5,0	3,6	5,0	7,0	5,6	4,1	4,7	3,5	5,0	64,0	3,2	1,7	5,5	5,0	11,0	1,4	4,6	3,0

Примечание: Из 93 полных силикатных анализов пород 45 анализов заимствованы у В. Н. Котляра, Р. А. Аракеляна, Г. О. Пиджяна, Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе и др. а остальные 48 анализов—авторов статьи. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР.





Фиг. 4. Характер распределения элементов группы железа в породах магматических комплексов (названия пород см. фиг. 1).

на приурочены к породам четвертого комплекса, а минимальные—второго (табл. 2). Наиболее высокое содержание марганца связано с дифференциатами первого комплекса. Минералами-носителями титана и марганца являются магнетит, гематит, титаномagnetит, ильменит, оливин, пироксен и др.

В ходе эволюции магм геохимическое поведение элементов тесно контролируется поведением железа и магния.

Кобальт и никель в породах имеют почти одинаковое геохимическое поведение, причем, вышекларковые значения обнаруживаются в дифференциатах субвулканического происхождения (фиг 4). В ходе эволюции магматического процесса в образованиях среднеюрского и нижнемелового времени наблюдается общая тенденция превалирования никеля над кобальтом, а в породах третьего комплекса— $Co > Ni$ (табл. 2). Необходимо отметить, что в монокварцитах содержание кобальта резко повышается и достигает 0,031%. Это следует объяснить присутствием самостоятельных минералов кобальта. Средние содержания элементов возрастают от эффузивных образований первого комплекса к третьему (табл. 2).

Хром в изученных породах отмечается в содержаниях как близких к кларковым, так и значительно ниже (фиг. 4). В авгитовых андезитах

количество элемента в 2,5 раза выше кларка (табл. 2). В породах магматических комплексов соотношение между никелем, кобальтом и хромом имеет следующий вид:

- 1) первый комплекс— $\text{Cr} > \text{Ni} > \text{Co}$,
- 2) второй комплекс— $\text{Cr} > \text{Ni} > \text{Co}$,
- 3) третий комплекс— $\text{Cr} > \text{Co} > \text{Ni}$,
- 4) четвертый комплекс— $\text{Cr} > \text{Ni} > \text{Co}$.

Ванадий является характерным для всех разновидностей пород элементом и присутствует в кларковых и вышекларковых количествах 0,0040—0,065%. Максимальные значения металла устанавливаются в дайках диабазового порфирита нижнебайосского комплекса и в породах основного и среднего ряда (табл. 2). В кварцитах и кислых дифференциатах магмы содержание ванадия минимальное.

Скандий является типичным рассеянным элементом и в породах присутствует в вышекларковых количествах. В процессе эволюции магмы отмечается тенденция убывания содержания элемента от основных членов к более кислым (табл. 2). Минералами-носителями скандия, вероятно, являются титаномагнетит, гематит, магнетит, ильменит, авгит, циркон и др. В перечисленных минералах скандий изоморфно замещает железо, магний или марганец по схеме (16): $\text{Si}^{4+} \leftarrow (\text{Fe}, \text{Mg})^{2+} \leftarrow \text{Al}^{3+} + \text{Sc}^{3+}$. В цирконе скандий гетеровалентно замещает цирконий: $\text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+} \leftarrow \leftarrow \text{Sc}^{3+} + \text{P}^{5+}$, где фосфор является компенсирующим элементом валентности.

Сравнение геологических, петрохимических и геохимических особенностей пород всех комплексов позволяет отметить следующее.

1. В геологической истории развития рудного поля выделяются четыре разновозрастных магматических комплекса: нижнебайосский, верхнебайосский, верхнеюрско-средневаланджский, неокомский.

В петрохимическом отношении производные разновозрастных магматических комплексов независимо от формы их проявления (лавы, субвулканы, интрузивы и дайки) принадлежат к известково-щелочному ряду.

2. Породы рассматриваемых комплексов характеризуются однотипным качественным составом элементов-примесей, концентрация которых резко различна.

Металлические, редкие и малые петрогенные элементы, а также элементы группы железа, во всех породах комплексов, в основном, образуют соответственно следующие однотипные убывающие ряды:

а) $\text{Cu} - \text{Zn} - \text{Pb} - \text{Mo}$, б) $\text{Zr} - \text{Ga} - \text{Y} - \text{La} - \text{Yb}$, в) $\text{Sr} - \text{Ba} - \text{Li} - \text{Be}$, г) $\text{Ti} - \text{Mn} - \text{V} - \text{Cr} - \text{Ni} - \text{Co} - \text{Sc}$.

3. В породах всех комплексов вышекларковые содержания отмечаются для меди, ванадия, галлия, скандия и, частично, иттрия и иттербия. Из рудообразующих элементов свинец и цинк всюду характеризуются близ- и нижекларковыми содержаниями (до 7—8 раз). Мнение о полном отсутствии молибдена в породах Кафанского рудного поля нашими дан-

Таблица 2

Среднеарифметические содержания элементов-примесей в магматических породах Кафанского рудного поля

Комплексы	Первый					Второй					Третий								Четвертый							
Породы	Эффузивные		Дайковые		Инtru- зивные	Эффузивные			Дайко- вые	Монокварциты	Эффузивные			Дайковые		Субвулканические			Диксит-пирокластиче- ские кварциты	Инtru- зивные	Дайковые					
	Андезито-базаль- ты	Андезиты	Диабазовые порфириты	Андезитовые порфириты	Плагнограниты	Ангитовые анде- зиты	Андезиты	Андезито-дациты (барабагум)	Диабазы		Диабазовые порфириты	Андезито-ба- зальты	Андезиты	Диабазы	Андезитовые порфириты	Кварцевые даци- ты	Дипарито-дациты	Дипариты		Габбро-диориты	Габбро-диабазы	Диабазы	Диорит-порфи- риты	Микродиориты		
Количество анализов	11	8	5	6	7	9	19	22	12	5	10	14	10	41	10	8	6	7	8	5	25	11	9	16		
Бериллий	0,4	0,5	0,5	0,6	—	0,8	1,0	0,5	2,0	—	2,6	3,5	2,0	1,6	2,0	2,7	2,0	2,3	—	1,5	1,6	2,0	3,0	2,0		
Литий	15,0	20,0	25,0	12,0	35	30	30	27	5	5	35	56	10	15	30	40	10	12	4,5	20	15	15	20	20		
Стронций	100	170	200	160	100	260	140	140	65	30	400	200	300	280	290	150	200	230	100	450	300	300	100	340		
Барий	32	60	50	70	45	60	50	65	50	3250	300	160	100	190	170	120	100	60	—	165	76	100	50	220		
Галлий	36	35	40	30	30	44	33	28	30	15	47	44	30	50	55	30	35	30	3	35	48	37	30	35		
Цирконий	43	69	65	53	100	70	74	50	65	30	250	70	90	95	150	60	65	99	100	80	100	70	47	110		
Иттрий	22	30	25	23	25	35	16	18	10	5	40	35	26	30	44	20	30	24	10	30	24	23	25	26		
Иттербий	2,3	3	2,5	2,3	3	3,5	1,5	1,6	—	—	4	3,5	2,5	2,6	4	2	3	2,5	—	3	2,5	2,0	2,5	2,5		
Лантан	7	9	5	8	12	8	8	11	4	—	6	10	12	5	9	12	14	18	—	7	5	5	8	10		
Медь	125	150	80	190	250	90	74	95	160	120	220	180	150	220	200	60	70	50	—	200	220	230	84	64		
Молибден	0,8	0,6	1,3	0,7	1,0	0,7	0,7	1,0	1,4	4,6	1,6	0,6	0,5	0,8	0,8	0,8	1,0	0,9	12,77	0,9	1,7	1,6	1,2	1,3		
Цинк	95	80	53	120	90	60	70	90	50	120	18	80	56	64	28	42	20	40	81	50	80	25	34	40		
Свинец	4,7	5,0	3,5	3,0	6,0	4,6	2,5	5,0	1,6	7,0	3	4	8	3	3	4	3	4	0,5	10	2	2	2	3		
Титан	3600	3200	7440	3780	1440	2400	2220	2820	7800	—	6420	6540	4500	8400	9060	2520	1140	2100	—	6540	8160	12420	3960	6180		
Марганец	3300	1617	1156	4495	385	1050	1078	616	2156	—	1232	847	1309	1694	693	693	539	385	—	924	1386	1232	1617	924		
Кобальт	30	24	33	30	10	40	27	22	40	310	34	33	40	46	14	20	20	20	50	35	36	33	15	30		
Никель	37	30	37	40	20	45	37	40	45	50	25	30	32	37	10	10	10	15	45	40	40	43	35	32		
Хром	48	45	150	60	30	140	51	50	52	3	200	45	30	90	20	25	23	24	3	70	110	140	45	43		
Ванадий	490	200	650	170	100	370	270	150	300	100	150	60	120	310	100	62	40	47	30	200	380	230	200	106		
Скандий	35	25	40	35	—	35	24	13	30	15	20	14	9,0	25	9	7	3	3	—	30	33	20	12	10		

Примечание: Средние содержания меди, молибдена, цинка, свинца, титана, марганца, кобальта, никеля даются по данным химических и силикатных анализов в г/т, а остальных элементов — по данным полуколичественных анализов. Анализы выполнены соответственно в химической, гидрохимической и спектроскопической лабораториях ИГН АН АрмССР. Среднеарифметические содержания ($\bar{M}$) элементов-примесей вычислены по формуле $\bar{M} = \frac{\sum VP}{n}$, где V — среднее содержание элемента в классе, P — количество проб в данном классе, n — количество всех проб.

ными не подтверждается. Молибден в близкларковых содержаниях устанавливается в образованиях всех комплексов.

4. Установлено полное отсутствие «геохимической специализации» пород разновозрастных комплексов на медь, свинец и цинк.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 4.V.1972.

Управление геологии Совета

Министров Армянской ССР

Խ. Ն. ԶԱՐՅԱՆ, Ռ. Հ. ՍԱՐԴՍՅԱՆ, Հ. Հ. ՍԱՐԴՍՅԱՆ, Ա. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ, Կ. Վ. ԴԱՎԹՅԱՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՄԱԴՄԱՏԻԿ ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Ղափանի հանքային դաշտի յուրայի և կալճի հասակի մագմատիկ առաջացումների մանրակրիտ պետրոքիմիական և գեոքիմիական ուսումնասիրությունները թույլ են տալիս նշելու հետևյալը:

Առաջացման պայմաններով և հարաբերական խորությամբ առանձնացվում են չորս հասակի՝ ա) ստորին բայոսի էֆուզիվ, բ) վերին բայոսի էֆուզիվ, գ) վերին յուրայի-միջին վալանժինի էֆուզիվ և դ) նեոկոմի ինտրուզիվ մագմատիկ կոմպլեքսներ: Պետրոքիմիական տեսակետից տարբեր հասակի մագմատիկ կոմպլեքսների էֆուզիվ և ինտրուզիվ առաջացումները պատկանում են կրա-ալկալային ապարների շարքին:

Դիտարկվող ապարների համար բնորոշ են պղնձի, վանադիումի, գալիումի, սկանդիումի, մասամբ իտրիումի և իտերբիումի համեմատաբար բարձր պարունակություններ:

Մագմատիկ կոմպլեքսների ապարներում մետաղական, հազվագյուտ և պետրոգեն տարրերը համապատասխանաբար առաջացնում են հետևյալ նույնատիպ նվազող շարքերը՝ ա) Cu—Zn—Pb—Mo , բ) Zr—Ga—Y—La—Yb , գ) Sr—Ba—Li—Be .

Մագմատիկ կոմպլեքսների դիֆերենցիատներում նիկելի, կոբալտի, քրոմի և սկանդիումի հարաբերությունը տարբեր է:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Асланян А. Т. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
3. Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Известия АН СССР, серия геол., № 10, 1968.
4. Ванюшин С. С., Лейс Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение, Кавк. науч. тех. общ. цветной металлургии, Ереван, 1957.
5. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 7, 1962.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
8. Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. «Недра», М., 1965.
9. Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. X, № 4, 1957.
10. Малхасян Э. Г., Лейс Ю. А. Геология жильных пород Кафанского рудного поля. ДАН Арм. ССР, т. X, № 4, 1965.
11. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
12. Мнацаканян А. Х. Верхнеюрский-меловой вулканизм Кафанского антиклинория (южная часть Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
13. Саркисян Г. А., Налбандян Э. М. К вопросу о соотношении процессов пропиллитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
14. Саркисян Г. А., Мнацаканян А. Х., Сатцян М. А., Чолахян Л. С. О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
15. Соловкин А. Н. Интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. АН Аз.ССР, 1939.
16. Геохимия редких элементов, т. I, Изд. «Наука», М., 1964.

УДК 552.313

А. А. АДАМЯН

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ЕРЕВАНСКОГО ГРАБЕН-СИНКЛИНОРИЯ

В настоящем сообщении рассматриваются минералого-геохимические особенности пород базальт-липаритового ряда применительно к петрогенезису новейших эффузивов, развитых в районе Ереванского грабен-синклинория. Выводы базируются на многолетнем комплексном исследовании вулканитов сложного в тектоническом отношении района. По данным А. А. Габриеляна [12, 13], в первой половине позднего плиоцена, в позднем подэтапе (плиоцен-антропоген) происходит общее опускание страны. Ослабление дифференциальных движений приводит к пенепленизации рельефа. В среднем-верхнем акчагиле вновь усиливаются тектонические движения—сводово-глыбовое поднятие древних антиклинальных сооружений и грабенообразные опускания.

На исследованной территории широко распространены эффузивные образования плиоцен-антропогенного возраста [10].

Район привлек внимание большого числа исследователей [8, 10, 13, 14, 19, 24 и др.], изучивших его, в основном, с геолого-гидрогеологической точки зрения. В последние годы С. Г. Карапетян [17], в связи с изучением молодых кислых вулканитов Армении, детально описал также кислые лавы вулканов Атис и Гутансар, расположенных северо-восточнее исследуемого района.

Внешнее сходство однотипных базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав многоэтапных вулканических излияний, плохо разработанная стратификация молодых вулканогенных толщ, затрудняют создание убедительного и обоснованного представления о вулканизме, закономерностях магматического процесса и последовательности извержения эффузивных образований.

Автором за период 1952—1960 гг. проведено геолого-петрографическое изучение вулканогенной толщи Приереванского и частью Разданского районов [5, 6, 7], входящих в тектоно-структурную зону Ереванского грабен-синклинория [11].

Полный комплекс эффузивов от основных до кислых, включая пирокластические образования андезито-дацитового состава (туфы ереванско-ленинканского типа и игнимбриты Аштаракского района, ранее изученные автором [2, 3]), позволили провести более углубленное изучение с выявлением минералого-геохимических особенностей базальт-липаритового ряда. Нами геохимически охарактеризованы также минералы с целью расшифровки поведения в них микроэлементов (как одного из критериев петрогенезиса).

Эффузивные породы базальт-липаритового ряда охватывают значительную часть исследуемого района. По площади распространения кислые лавы уступают основным. Среди базальтовых лав выделяются плагиоклазовые, авгитовые базальты и долериты (нижние и верхние). Андезито-базальты представлены четырьмя разновидностями: двупироксеновыми, плагиоклазовыми, гиперстеновыми, оливковыми андезито-базальтами. Среди андезитов различаются—двупироксеновые, авгитовые, гиперстено-роговообманковые, гиперстеновые и роговообманково-гиперстеновые; кислые разновидности—липарито-дациты, липариты. Пирокластические породы—туфы ереванско-ленинканского типа и игнимбриты (андезито-дацитового состава). Последовательность излияния лав приведена в более ранней работе автора [4].

В петрохимическом отношении исследуемые породы в целом отвечают известково-щелочной ассоциации и соответствуют сериям тихоокеанского кольца—от сильной до слабой [5, 17, 18, 28]. В них наблюдается несколько повышенная глиноземистость. Базальтовые лавы ряда по содержанию Al_2O_3 (в среднем 18,31%) приближаются к высокоглиноземистым базальтам по Куно [32], но с несколько завышенной щелочностью. Породы района в целом характеризуются нормальной щелочностью, за исключением базальтовых лав, в которых содержание калия несколько завышено—1,3% против 0,8% кларкового значения, а натрия—2,1 против 1,9 соответственно (несколько повышенная щелочность базальтовых лав сказалась на составе полевых шпатов). В остальных типах пород содержание калия практически кларковое (при постоянном преобладании натрия над калием).

Во всех типах пород прослеживается определенная зависимость содержания окислов главных петрогенных элементов от кислотности пород.

Из фигуры 1 следует, что описываемые породы характеризуются пониженным содержанием таких элементов, как железо, титан и марганец; количество никеля, хрома почти кларковое, а кобальта чуть больше. Замечена обратно-пропорциональная зависимость между концентрацией титана и отношением Fe/Mg причем для липаритов его отношение почти в три раза больше, чем соответствующее отношение для базальтов, а количество титана соответственно меньше почти в шесть раз.

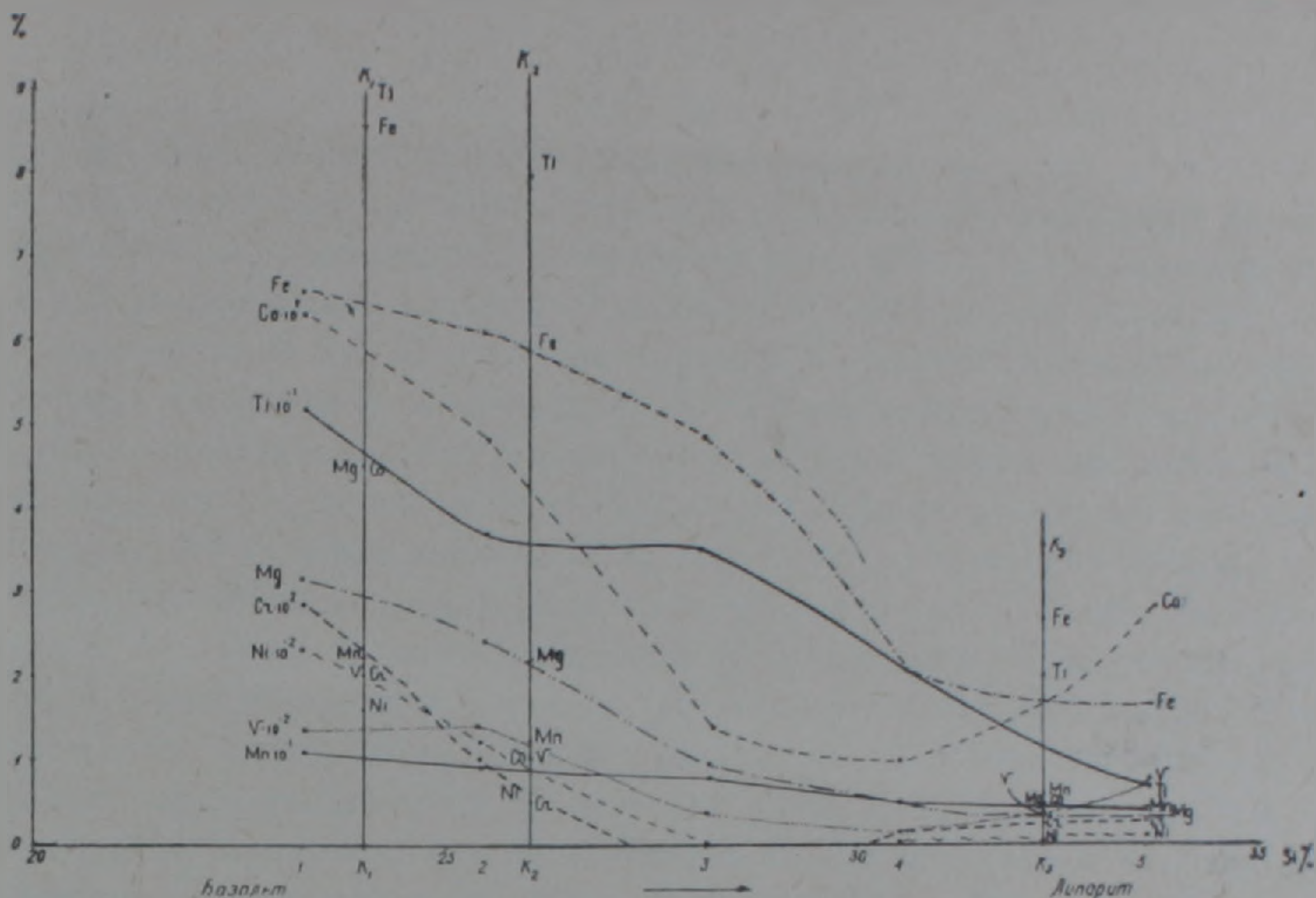
Таким образом, содержание элементов группы железа во всех типах пород ряда и пропорциональная зависимость между концентрацией титана и отношением Fe/Mg указывают на родственную связь пород исследуемого ряда.

В подтверждение полученного вывода было рассмотрено поведение щелочных элементов в исследованной эффузивной серии (табл. 2).

Литий является одним из характерных щелочных элементов в породах эффузивной серии исследованного района. Для всех выделенных разновидностей разнотипных пород базальт-липаритового ряда отмечено присутствие лития в количествах меньше кларкового содержания, которые закономерно возрастают от основных к кислым типам пород (от

Петрографическая характеристика пород базальт-липаритового ряда

Количество определе- ний	Порода	Вкрапленники	Основная масса	Структура и текстура
5	Плагиноклазовый базальт	Плагиноклаз—58—66% Ап. Авгит—43—47% Wo, 41—50% Еп, 12—6% Fs. Оливин	Плагиноклаз, клинопироксен, оливин, рудный минерал и стекло	Тонкопористая, порфировая с гиалопилитовой структурой основной массы
8	Авгитовый базальт	Авгит—45—46% Wo, 44—47% Еп, 6—10% Fs. Оливин—14% Fa.	Клинопироксен, плагиноклаз, оливин, рудный минерал и стекло	От микропористой до миндалевидной. Порфировая, основная масса долеритовая
10	Долерит	—	Плагиноклаз—50—63% Ап, Авгит—54% Wo, 33% Еп, 13% Fs, Оливин—14—26% Fa. .	От тонкопористой до ноздреватой, пойкилоофитовая, долеритовая
12	Гиперстеновый андезитобазальт	Плагиноклаз 56—71% Ап. Авгит—39—47% Wo, 39—49% Еп, 9—13% Fs. Гиперстен—72% Еп, 24% Fs, 4% Wo. Оливин—17% Fa.	Плагиноклаз, клинопироксен, гиперстен, рудный минерал и стекло	От микро- до крупно-пористой. Порфировая, основная масса микролитовая
7	Двупироксеновый андезитобазальт	Плагиноклаз—44—54% Ап, авгит—38—41% Wo, 43—45% Еп, 18%—Fs	Плагиноклаз, клинопироксен, рудный минерал, стекло	Плотная, афировая, микролитовая реже интерсертальная
6	Оливиновый андезитобазальт	Плагиноклаз—52—54% Ап. Оливин—13—24% Fa, ксеногенный кварц	Плагиноклаз, оливин клинопироксен, рудный минерал, стекло	От плотной до пористой, микропорфировая, трахитоидная, реже порфировая.
4	Андезитобазальт	Плагиноклаз—50—67% Ап, авгит—41% Wo, 44% Еп, 15% Fs, оливин	Плагиноклаз, клинопироксен, оливин, рудный минерал, стекло	Плотная, афанитовая, афировая, интерсертальная
5	Плагиноклазовый андезитобазальт	Плагиноклаз—56—59% Ап, авгит, гиперстен, оливин	Плагиноклаз, клинопироксен, гиперстен, рудный минерал, стекло	Плотная, порфировая, основная масса микролитовая
3	Гиперстено-роговообманковый андезит	Плагиноклаз—32—48% Ап, авгит, гиперстен, базальтическая роговая обманка.	Андезитовая основная масса	Пористая, порфировая, основная масса витрофировая
3	Роговообманковый андезит	Плагиноклаз—45% Ап, авгит, базальтическая роговая обманка	.	От тонко-пористой до плотной. Порфировая с андезитовой основной массой
10	Роговообманково-гиперстеновый андезит.	Плагиноклаз—46% Ап, базальтическая роговая обманка, гиперстен	.	Плотная, порфировая, основная масса от витрофировой до микролитовой
4	Роговообманково-пироксеновый андезит	Плагиноклаз—46% Ап, авгит, базальтическая роговая обманка.	.	От тонко-пористой до плотной, порфировая; основная масса гиалопилитовая, переходящая в интерсертальную
3	Туф—е.-л. типа (андезито-дацитового состава)	Плагиноклаз—43—45% Ап, авгит—37—41% Wo, 45—48% Еп, 13—15% Fs, гиперстен—7—8% Wo, 69—70% Еп, 14—22 Fs.	Пепловая масса, рудный минерал	От рыхлого до плотного, витрокластическая
3	Игнимбрит	Плагиноклаз—41—45% Ап, авгит—40—45% Wo, 43—46 Еп, 12—13% Fs, гиперстен—10—15% Wo, 62—65% Еп, 22—25% Fs.	.	Плотная, реже пористая, витрокластическая, наблюдается флюидальность
	Липарит+перлит (Гутансар, Атис)	Плагиноклаз—26% Ап, авгит—30—35% Wo, 33—55% Еп, 30—38% Fs; кварц, базальтическая роговая обманка	Кислый полевоый шпат, кристобалит, микронолиты пироксена, рудный минерал, стекло	Плотная, афировая, микрофельзитовая и фельзитовая, часто флюидальная
	Липарито-дацит (Гутансар, Атис)	Плагиноклаз 38—45% Ап, авгит, 29—35% Wo, 29—35% Еп, 30—42% Fs, базальтическая роговая обманка, реже биотит	Редкие микролиты полевого шпата-олигоклаз-андезин и иголки роговой обманки, пироксен, гиперстен, стекло	Плоичато-флюидальная и плоско-параллельно-полосчатая, порфировая со стекловатой, фельзитовой и микролитовой структурой основной массы



Фиг. 1. Изменения содержания элементов группы железа в зависимости от изменения содержания кремния в рядах базальт-липарит эффузивной серии плиоцен-четвертичного возраста (Fe, Mg, Ti, Mn приводятся по данным химических анализов). 1—базальтоиды; 2—андезито-базальты; 3—андезиты; 4—липарито-дациты; 5—липариты. На вертикальных линиях отложены кларковые содержания по Виноградову (1962): K_1K_1 —кларки основных пород; K_2K_2 —кларки средних пород; K_3K_3 —кларки кислых пород. Определения Fe, Mg, Ti, Mn выполнены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитик А. А. Петросян. Определения Cr, V, Co, Ni по данным приближенно-количественных спектральных анализов (спектральная лаборатория ИГН АН Арм. ССР, аналитик Г. М. Мкртчян).

Таблица 2

Среднее содержание Mg, K, Li, Rb в породах базальт-липаритового ряда (г/т)

Элемент	Базальт + долерит	Андезито-базальт	Андезит	Андезито-дацит	Липарито-дацит	Липарит
Mg	31203 (14)	18800 (19)	9225 (13)	8924 (6)	5400 (11)	2700 (56)
K	12351 (27)	18090 (47)	27827 (4)	24050 (6)	23000 (4)	26800 (2)
Li	10 (27)	16 (47)	23 (4)	25 (4)	23 (4)	30 (2)
Rb	24 (27)	35 (47)	87 (4)	95 (4)	81 (4)	100 (2)
Li/Mg	0,33	0,8	2,5	2,7	4,3	11,1
K/Rb	514	516	347	253	284	268
Mg/Li	3030	1139	401	357	235	900

Примечание. В скобках приводится количество анализов. Определения K, Li, Rb в базальтах, андезито-базальтах и андезито-дацитах выполнены КПУ (Киев), аналитики Р. Мысенко, Л. П. Башуленко. Определения K, Li, Rb в липарито-дацитах и липаритах выполнены количественным спектральным анализом в лаборатории ИГН, аналитика М. Я. Мартиросян, Г. М. Мкртчян. Определение Mg выполнено в химической лаборатории ИГН, аналитик А. А. Петросян.

10 до 30 г/т). При рассмотрении отношения лития к магнию (табл. 2) нетрудно заметить возрастание концентрации Li от основных пород к

кислым (от ранних к поздним)—от 0,33 до 11,1, что находится в соответствии с данными Л. В. Таусона [27] о том, что геохимическая история лития в процессе дифференциации магм противоположна истории магния в ряде дифференциатов—при уменьшении магния количество лития увеличивается. Увеличение указанного отношения в исследованном ряду является показателем генетического родства базальтовых, андезитовых, андезито-дацитовых и липаритовых лав. В целом изученные эффузивы характеризуются низким (по сравнению с кларком) содержанием лития, что может послужить критерием для доказательства происхождения средних и кислых разностей эффузивных пород из расплава.

Среднее содержание рубидия в базальтоидах (24 г/т) и в андезито-базальтах (35 г/т) меньше, чем значения, приведенные Виноградовым [9] для основных и средних пород (соответственно 45 и 100 г/т). В средних и кислых породах количество рубидия увеличивается почти в 3 раза—80—100 г/т (табл. 2), оставаясь меньше кларкового значения—200 г/т для кислых пород. Концентрация Rb в изученных эффузивах пониженная, что является важным критерием для отнесения их к производным базальтовой магмы. Об этом свидетельствует также отношение K/Rb, уменьшающееся от основных к кислым типам пород (от 514,6 до 268), что говорит о тенденции рубидия концентрироваться в кислых дифференциатах больше по сравнению с концентрацией калия. В литературе отмечается, что в процессе дифференциации расплава единого магматического очага рубидий накапливается в большем количестве, чем калий, что связано в основном, с несколько большим ионным радиусом рубидия. При сравнении полученных результатов с данными Л. Н. Овчинникова и М. В. Троянова [23] о распределении рубидия и отношения K/Rb в различных генетических группах пород Урала, получилась хорошая сходимость с данными для гранитоидов базальтового ряда.

В исследованных породах содержание цезия ниже чувствительности метода ($5 \cdot 10^{-3}$). Что касается остальных примесей, то содержания бериллия и иттрия больше кларка во всех типах пород, а стронция—меньше, причем количество его уменьшается от основных пород к кислым. Наблюдается увеличение отношения Ga/Al от основных к кислым, также растет отношение Y/Ca. Циркония в андезитах и липаритах содержится меньше кларка, в базальтах—чуть больше.

Из сказанного следует, что поведение лития, рубидия, стронция, бериллия, иттрия и парных соотношений редких и петрогенных элементов (Y/Ca, Ga/Al) одинаковое. Это говорит в пользу гомогенности расплава, а также о тесной родственной связи исследуемых эффузивов. Показатель K/Rb (514—268) указывает на базальтовый состав родоначального расплава, что подтверждается несколько завышенным количеством циркония в базальтах (в андезитах и липаритах оно несколько занижено). Отношение же Li/Mg, увеличивающееся от основных к кислым типам пород, говорит в пользу дифференциации базальтового расплава, продуктом которого, вероятно, и является андезит-липаритовый ряд.

Таблица 3

Главные и второстепенные элементы в минералах разнотипных пород базальт-диоритового ряда (г/т)

Элемент	М и н е р а л ы														
	Плагноклаз				Авгит			Гиперстен		Оливин		Титаномагнетит			
	Базальт+ долерит 7/12 ¹	Андезито- базальт 2/19	Андезит 3/5	Андезито- дацит 4/8	Базальт+ долерит 5/18	Андезито- базальт 7/21	Андезито- дацит 4/11	Андезито- базальт	Андезито- дацит	Базальт+ долерит 1/11	Андезито- базальт 4/19	Долерит 1/15	Андезито- базальт 1/15	Андезит 2/5	Андезито- дацит 4/8
Si	238 · 10 ³	234 · 10 ³	258 · 10 ³	257 · 10 ³	229 · 10 ³	223 · 10 ³	224 · 10 ³	201 · 10 ³	234 · 10 ³	174 · 10 ³	180 · 10 ³	—	—	—	—
Ti	9 · 10 ²	17 · 10 ²	13 · 10 ²	54 · 10 ²	54 · 10 ²	33 · 10 ²	53 · 10 ²	13 · 10 ²	55 · 10 ²	9 · 10 ²	13 · 10 ²	646 · 10 ²	37 · 10 ²	228 · 10 ²	589 · 10 ²
Al	1500 · 10 ²	1660 · 10 ²	1480 · 10 ²	1500 · 10 ²	344 · 10 ²	286 · 10 ²	248 · 10 ²	197 · 10 ²	178 · 10 ²	550 · 10 ²	238 · 10 ²	—	—	—	—
Fe ³⁺	30 · 10 ²	39 · 10 ²	16 · 10 ²	22 · 10 ²	289 · 10 ²	263 · 10 ²	297 · 10 ²	279 · 10 ²	469 · 10 ²	306 · 10 ²	241 · 10 ²	3660 · 10 ²	4270 · 10 ²	3910 · 10 ²	4570 · 10 ²
Fe ²⁺	33 · 10 ²	11 · 10 ²	13 · 10 ²	21 · 10 ²	173 · 10 ²	350 · 10 ²	41 · 10 ²	1239 · 10 ²	815 · 10 ²	812 · 10 ²	896 · 10 ²	1740 · 10 ²	1540 · 10 ²	1522 · 10 ²	1341 · 10 ²
Mg	86 · 10 ²	60 · 10 ²	42 · 10 ²	62 · 10 ²	853 · 10 ²	1067 · 10 ²	905 · 10 ²	1837 · 10 ²	1352 · 10 ²	2694 · 10 ²	2320 · 10 ²	—	—	—	—
Ca	854 · 10 ²	940 · 10 ²	644 · 10 ²	393 · 10 ²	1542 · 10 ²	1140 · 10 ²	1389 · 10 ²	171 · 10 ²	332 · 10 ²	78 · 10 ²	80 · 10 ²	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	13 · 10 ²	23 · 10 ²	13 · 10 ²	—	54 · 10 ²	8 · 10 ²	39 · 10 ²	48 · 10 ²	48 · 10 ²	49 · 10 ²	110 · 10 ²
Na	320 · 10 ²	256 · 10 ²	408 · 10 ²	45 · 10 ²	60 · 10 ²	51 · 10 ²	55 · 10 ²	—	65 · 10 ²	50 · 10 ²	13 · 10 ²	—	—	—	—
K	89 · 10 ²	32 · 10 ²	64 · 10 ²	59 · 10 ²	17 · 10 ²	34 · 10 ²	22 · 10 ²	—	52 · 10 ²	26 · 10 ²	15 · 10 ²	—	—	—	—
Be	1,15	5,62	1,4	1,35	1,0	1,0	3,1	—	1,0	2,3	1,4	—	1,0	—	—
Ga	19,8	13,3	6,75	10,7	6,9	4,64	2,75	—	1,4	0,9	1,95	6,1	9,6	5,2	8,0
Cr	10,95	7,5 (4)	3,0	3,2	1341,8	1765,4	—	673,0	—	783,0	315,5	—	—	2700	—
V	10,25	20,05 (2)	—	—	170,0	123,3	60,0	17,0	18,5	25,8	23,5	17	1700,0	1400,0	1090,0
Ni	5,83	4,7 (3)	—	—	320,0	297,3	84,0	1093,0	31,1	1186,0	517,0	1030,0	160	160,0	1120,0
Co	10,0	10,0	—	—	140,5	152,2	31,5	307,0	49,5	140,5	216,0	79,0	79,0	79,0	79,0
Zn	31,0	47,0	45,0	62,0	56,2	137,2	129,5	273,0	127,5	106,0	220,0	231,0	218,0	510,0	127,0
Y	26	14 (2)	10	12	25	50 (4)	130	10	152	18	21 (2)	—	32	—	—
Sr	2303	1864	2800	622	207	202	73	—	516	36	—	66	98	—	66
Pb	50,7	26	10	8,5	10	10 (3)	—	10	—	10	10 (2)	32	11	10	—
Ba	680	366	525	580	85	77 (3)	—	—	100	—	—	100	420	—	—

¹ В числителе приведено количество химических анализов для главных петрогенных элементов, в знаменателе — приближенно количественных спектральных анализов для редко-рассеянных элементов. Состав андезитов-дацитов приводится по данным С. Г. Карапетяна. В скобках — количество анализов. Анализы произведены в соответствующих лабораториях ИГН АН АрмССР.

Среди породообразующих минералов первенствующая роль принадлежит плагиоклазам—от лабрадора до олигоклаза: в них имеет место специализация малых и рассеянных элементов, закономерно уменьшающаяся или увеличивающаяся по мере изменения номера плагиоклаза (табл. 3). Стронций является характерным элементом: содержание его уменьшается по мере кислотности минерала. Галлий содержится почти в одинаковых количествах во всех плагиоклазах. Ванадий, хром, никель и кобальт не характерны для них. В содержании бария наблюдается прямая связь с калием.

Авгит, подтвержденный химически (табл. 1) во всех типах исследуемых пород, обладает сравнительной устойчивостью оптических свойств, постоянством состава, умеренным однообразием кальциевой фазы и сравнительно слабой вариацией в отношениях между магнезиальным железистым силикатом, несколько обогащенной железом в последней стадии кристаллизации (табл. 1). Заслуживает особого внимания то, что в базальтах и некоторых разностях андезито-базальтов присутствует только авгит, а в остальных типах и разностях пород ряда присутствует также гиперстен. Данный факт, вероятно, можно объяснить тем, что первоначальная базальтовая магма в процессе дальнейшей кристаллизации приобрела андезитовый состав, и температура кристаллизации была недостаточно высока для замещения железа и магния кальцием в клинопироксене [15].

Гиперстен обладает постоянством химического состава и умеренно однообразным содержанием железистой фазы—25—29% (табл. 1). В авгитах и гиперстенах наиболее кислых пород ряда обнаружен германий.

Ортосиликат, содержащий глинозем в количестве, несколько отличном от теоретического состава, относится к магнезиальному оливину. В оливинах, выкристаллизовавшихся на ранней стадии дифференциации базальтовой магмы, никеля больше, чем кобальта; в оливинах поздней стадии кристаллизации по сравнению с ранними оливинами, наблюдается больше хрома, галлия, циркония и цинка (табл. 3), что согласуется с правилом Гольдшмидта.

Таким образом, замечена одинаковая ассоциация породообразующих минералов в разнотипных породах базальт-липаритового ряда. Анализ распределения рассеянных элементов в породообразующих минералах указывает на их зависимость от типа кристаллической решетки.

Из акцессорных минералов больше распространен титаномагнетит, содержание которого колеблется от 0,1 до 5% (табл. 4).

В шлифах титаномагнетит встречается в виде зерен неправильной, редко кубической или октаэдрической формы, часто в виде сростков с породообразующими минералами в липарито-дацитах—в виде дендритовых выделений размером от 0,04 до 1 мм (по данным С. Г. Карапетяна). В иммерсии различается решетчатая структура распада.

Из таблицы видно, что титан присутствует постоянно—в количестве от 94500 до 17430 г/т, причем среднее содержание титана в ти-

Таблица 4

Средние содержания элементов группы железа в акцессорных титаномagnetитах (данные количественного спектрального анализа), г/т

Порода	Количество проб	Ti ¹	Mn	V	Co	Cr	Ni	Объемный % титаномagnetита в породе
Базальт+долерит	3	94500 (15,7%)	2900	1800	25	—	320	5,1
Андезито-базальт	12	60858 (10,1%)	4004	1850	181	913	205	5,1
Андезит	4	28475 (4,7%)	4025	995	161	90	36	2,4
Андезито-дацит	4	70433 (11,7%)	2805	1900	160	242	67	3,1
Липарито-дацит (Атис+Гутансар)	2	21734 (3,62%)	не определено					0,3—1
Липарит	2	17430 (2,91%)						0,1—0,3

¹ В скобках приводятся окислы Ti (TiO₂).

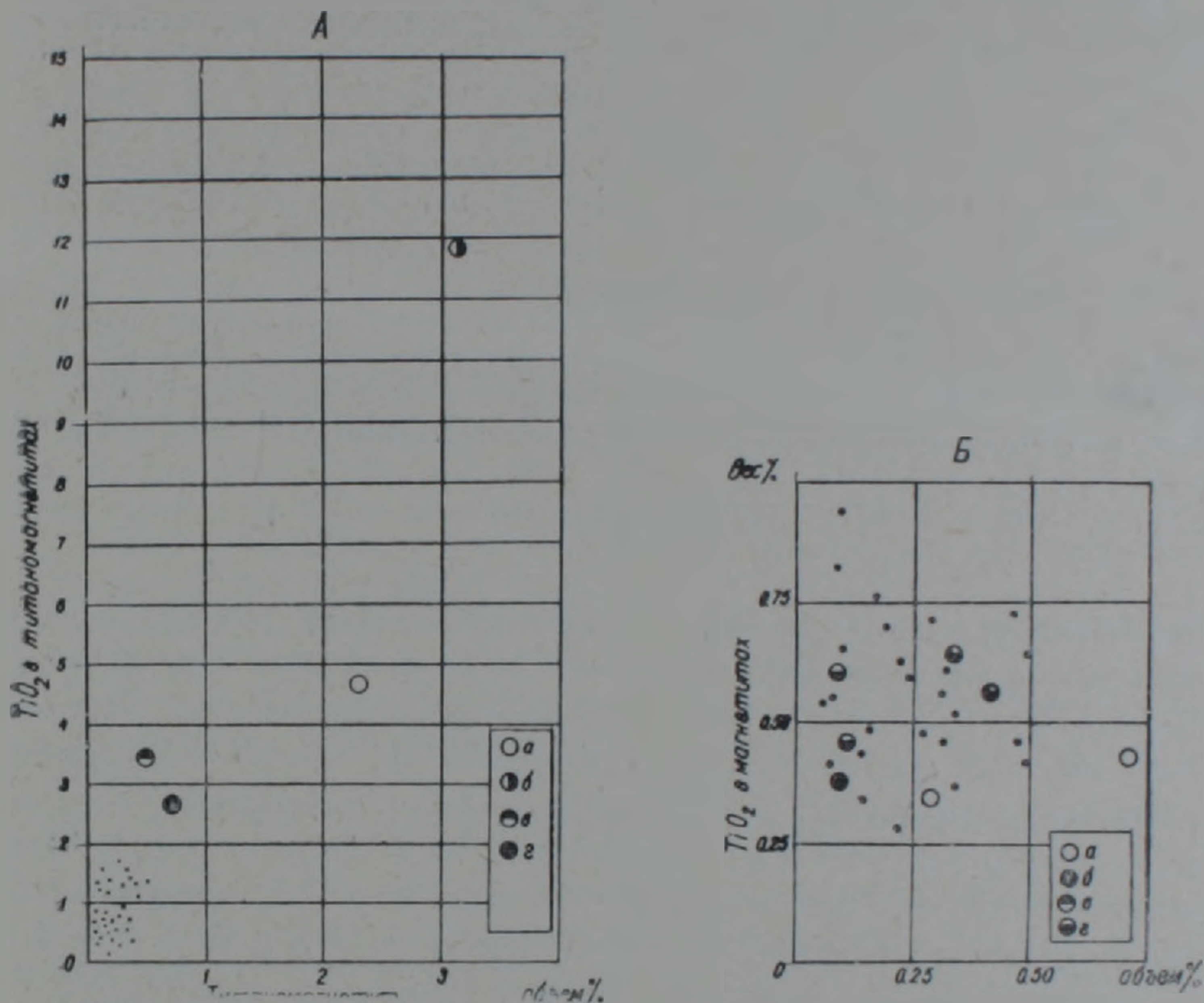
таномagnetите пирокластических пород—андезито-дацитового состава, намного больше, чем в титаномagnetитах андезитов. Объясняется это, на наш взгляд, способностью титана, вместе с трехвалентным железом, накапливаться в более поздних порциях расплава [25]. Наблюдается прямая связь между количеством титана и трехвалентного железа пирокластических пород.

Таким образом, полученные данные о количественном содержании титана и других элементов группы железа в титаномagnetитах из кислых разностей говорят в пользу генетической связи их с базальтовой магмой.

Сказанное поясним, пользуясь диаграммой, предложенной Штейнбергом и Фоминых [30] для средних и кислых пород. Упомянутые исследователи доказывают, что гранитоиды базальтоидного происхождения (независимо от их состава) отличаются, как правило, от гранитов.

При рассмотрении диаграммы (фиг. 2) нетрудно заметить, что содержание титаномagnetита в исследованных средних и кислых породах колеблется от 0,2 до 3,1%, а двуокиси титана в титаномagnetитах—соответственно от 2,9 до 11,7%, что вполне согласуется с данными Штейнберга и Фоминых для рудного акцессория, генетически связанного с базальтовой магмой. Однако в нашем случае содержание двуокиси титана в рудном минерале несколько выше, чем в аналогичных по составу глубинных породах (кварцевые диориты, гранодиориты). Полученные данные вполне согласуются с выводом Ляховича [20] о том, что содержание TiO₂ в акцессорном рудном минерале глубинных пород меньше, чем в рудном минерале пород того же состава эффузивного происхождения.

Итак, установленная специфическая ассоциация редко-рассеянных элементов в породах и слагающих их минералах, одинаковая ассоциация породообразующих минералов, принадлежность к единой петрохимической ассоциации от начальных (основных) до конечных (кислых) членов ряда—указывают на специализацию исходной базальтовой магмы.



Фиг. 2. А. Диаграмма зависимости содержания TiO_2 в титаномagnetите от содержания титаномagnetита в кислых дериватах базальтоидной группы (диаграмма составлена по таблице 4). а—роговообманково-гиперстеновый и роговообманковый андезит; б—туф ереванско-ленинканского типа + игнимбрит; в—липарито-дацит; г—липарит. Б. Диаграмма зависимости содержания TiO_2 в титаномagnetите от содержания титаномagnetита в гранитоидах гранитной группы (квадрат 1—1 диаграммы А). а—аляскит; б—гранит и граносиенит; в—сиенит; г—гранодиорит и кварцевый диорит.

Закономерности изменения породообразующих окислов в связи с изменением кислотности членов базальт-липаритового ряда, закономерное изменение количества редких и рассеянных элементов в связи с главными породообразующими элементами, сериальный характер изменения содержания микроэлементов (на данной стадии изученности) свидетельствуют о тесной генетической связи различных типов пород исследованной области.

Изученные разнотипные породы, являясь продуктами кристаллизационной дифференциации родоначальной базальтовой магмы, образуют единый генетический базальт-липаритовый ряд (С. Г. Карапетян проис-

хождение липаритовых и липарито-дацитовых пород связывает с самостоятельной гранитной магмой).

В будущем, комплексное исследование молодых эффузивных образований Армении, с применением новейшей лабораторной техники и методов определения абсолютного возраста вулканитов и прослаивающих их озерно-речных отложений, позволит получить более исчерпывающую информацию.

Ա. Ա. ԱԴԱՄՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ԳՐԱԲԵՆ-ՄԻՆԵՐԱԿԱՆ ՊԼԻՈ-ՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆԻ ՀԱՍԱԿԻ
ԷՖՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԿԱ-ԳԵՈՔԻՄԻԱԿԱՆ ԱՌԱՆՋՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Երևանյան գրաբեն-սինկլինորիումի պլիո-պլեյստոցենի էֆուզիվ ապարներում և նրանց մեջ պարունակվող տիտանոմագնետիտներում երկաթի խմբի (Fe, Ti, Cr, Co, Ni) և պետրոգեն ու հազվագյուտ ալկալային (K, Li, Rb, Cs) տարրերի բաշխման օրինաչափությունների ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս նշելու, որ 1) Fe, Ti, V և Mn պարունակությունները բազալտ-լիպարիտ շարքում մի փոքր ցածր են, իսկ Co, Ni և Cr քանակությունները հավասար են կլարկին: Տվյալ ապարներում ցածր է նաև Mg պարունակությունը: 2) Տիտանոմագնետիտի պարունակությունը տատանվում է 2,4—3,1 տոկոսի սահմաններում, իսկ տիտանի երկօքսիդը (TiO_2) տիտանոմագնետիտներում՝ 3,8 մինչև 11,8 տոկոս է և առավել մոտ է բազալտոիդային հալոցքից առաջացած ապարների համապատասխան պարունակություններին: 3) Li և Rb պարունակություններն աճում են թթու ապարներում: Cs-ի պարունակությունը բոլոր տիպի ապարներում կիրառվող մեթոդի զգայունությունից ($5 \cdot 10^{-3}$ տոկոս) ավելի ցածր է: K/Rb հարաբերությունը նվազում է թթու ապարներում (514—253) և մոտենում է բազալտոիդային հալոցքից առաջացած համապատասխան թթվայնության ապարների K/Rb հարաբերությանը: 4) Երևանյան գրաբեն-սինկլինորիումի պլիո-պլեյստոցենի հասակի էֆուզիվ ապարների սկզբնային հալոցքն ունեցել է բազալտոիդային կազմ, որի դիֆերենցման հետևանքով հավանաբար առաջացել են բազալտ-լիպարիտ շարքի ապարները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Адамян А. А. Базальты. В кн.: «Геология Армянской ССР», том IV, Петрография (вулканические породы). Изд. АН Арм. ССР, 1970.
2. Адамян А. А. Туфы и туфолавы южных склонов массива горы Арагац. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. IV, № 3, 1951.
3. Адамян А. А. К вопросу происхождения туфо-туфоловых отложений Армении. Тр. лаборатории вулканологии, вып. 20, М., 1961.

4. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XIV, № 6, 1961.
5. Адамян А. А. Петрохимические особенности плиоценовых эффузивных пород Армении. В кн. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
6. Адамян А. А. Мио-плиоценовые вулканические породы Цахкуняцкого хребта и прилегающих к нему участков. В кн.: «Геология Арм. ССР», т. IV, Петрография (вулканические породы). Изд. АН Арм. ССР, 1970.
7. Адамян А. А. К вопросу происхождения новейших плио-плейстоценовых эффузивных пород Ереванского грабен-синклинория. Инф. бюлл. Пост. семинара по палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 1972.
8. Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Известия АН СССР, сер. геолог., № 4, 1940.
9. Виноградов А. П. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7, 1962.
10. Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР (стратиграфический очерк). Изд. АН Арм. ССР, Е., 1947.
11. Габриелян А. А. О новейшей тектонике Ереванского соленосного бассейна. ДАН Арм. ССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
12. Габриелян А. А. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, 1—2, 1968.
13. Габриелян А. А. Фазы складкообразования и горообразования в Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXV, № 1, 1970.
14. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Тр. Совета по изучению природных ресурсов (СОПС), сер. Закавказская, вып. 10, АН СССР, 1934.
15. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1,2. «Мир», М., 1965.
16. Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. физ-мат. и естеств. наук, № 5—6, 1944.
17. Карапетян С. Г. Липариты и липарито-дациты. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. IV, Петрография (вулканические породы). Изд. АН Арм. ССР, 1970.
18. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
19. Казаков М. П. Гидрогеологические условия в низовьях Занги и Абарана. Труды совета по изучению природных ресурсов (СОПС), сер. Зак., вып. 10, АН СССР, 1934.
20. Ляхович В. В. Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. Известия АН СССР, серия геол., № 12, 1963.
21. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
22. Овчинников Л. Н. Элементы-примеси, как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке месторождений. В кн.: «Химия земной коры», т. II, «Наука» 1964.
23. Овчинников Л. Н., Троянова М. В. Закономерности распределения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала и их геологическое значение. В тр. Первого Уральского петрографического совещания. Т. I. Магматизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963.
24. Паффенгольц К. Н. Четвертичные эффузивы Азербайджана и восточной Армении. В кн.: «Геология СССР», т. X, ч. I, 1941.
25. Сауков А. А. Геохимия. «Наука», М., 1966.
26. Турцев А. А. Геологическая характеристика Егвардского водохранилища. Труды совета по изучению природных ресурсов (СОПС), сер. Закавказская, вып. 10. АН СССР, 1934.

27. Таусон Л. В. Геохимия лития, рубидия и таллия в магматическом процессе. В сб. «Геохимические циклы». Госгеолиздат, М., 1960.
28. Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого верхнеплиоцен-постплиоценового вулканизма Армении. В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
29. Ширинян К. Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. В кн.: «Геология Армянской ССР». Т. IV. Петрография (вулканические породы), 1970.
30. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномagnetита в различных типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, № 5, 1961.
31. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пор. «Недра». Л., 1969.
32. Kuno H. High-alumina basalt, Journal of petrology, Geological Institute, University of Tokyo, v. 1, № 2, 1960.

УДК 553.499

А. А. КАЗАНЧЯН

О РТУТОНОСНОСТИ КВАРЦ-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ оз. СЕВАН

Исследование ртутоносности кварц-карбонатных пород северо-восточного побережья оз. Севан представляет теоретический и практический интерес.

Кварц-карбонатные породы северо-восточного побережья оз. Севан прерывистой цепочкой протягиваются от Зодского перевала до с. Шоржа, пространственно примыкая к Караиман-Зодскому и Джил-Сата-нахачскому массивам ультраосновных пород.

Процесс лиственитизации происходил в постмагматическую стадию двумя путями: контактово-метасоматическим и гидротермальным.

Как отмечают М. А. Кашкай и Ш. И. Алахвердиев [1], «лиственитизация в подвижных зонах возможна лишь в пределах ультраосновной формации и ее ореолов. Процесс осуществляется только в результате воздействия на первичные породы терм, богатых углекислым и другими летучими газами.

Листвениты также могут образоваться путем внедрения гидротерм, генетически связанных с гипербазитами». Примерно такого же мнения Г. О. Пиджян [5].

Выходы контактово-метасоматических кварц-карбонатных пород, образовавшихся за счет метасоматоза нижнесенонских песчанистых известняков, в виде оторочек вытянуты вдоль границы габбро-перидотитовой интрузии.

Кварц-карбонатные породы гидротермального происхождения образовались за счет ультраосновных пород вдоль тектонических трещин под воздействием более поздних кислых интрузий.

Все выходы кварц-карбонатных пород протяженностью от 10 до 500 м и шириной от 5 до 150 м расположены в двух выделенных нами рудных полях: Караиман-Зодском и Бабаджан-Памбакском.

В основании стратиграфического разреза рудных полей залегают туронские эффузивные образования. На них согласно залегают сенонские туфоосадочные породы: туфобрекчии, туфопесчаники, конгломераты, известняки и др.

В описываемом районе большое распространение имеют интрузивные породы габбро-перидотитовой формации доверхнесенонского возраста. Имеются мелкие выходы миоценовых кислых интрузивных пород.

В пределах полей установлены многочисленные крутопадающие нарушения сбросового характера, приуроченные в основном к крыльям антиклинальных складок второго порядка.

В пределах указанных рудных полей вмещающими ртутную минерализацию породами являются туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии, известняки и кварц-карбонатные породы (листвениты).

В рудных полях ртутная минерализация представлена только киноварью, с которой часто ассоциируют пирит и реже халькопирит, галенит и сфалерит.

В северо-восточном побережье оз. Севан, по работам Г. О. Пиджяна, И. Г. Магакьяна [5] и автора, был выявлен ряд коренных проявлений ртути в кварц-карбонатных породах: Инакдаг, Сараландж, Джанахмед, Гетаквали, Бура-тапа, Караиман, Памбак (Заритап), Шмперт, Бабаджан, Шоржа.

Содержание ртути в проявлениях колеблется от 0,005 до 0,08%, реже доходит до 2,5—7% (Бура-тапа, Кясаман, Сараландж).

Оруденение представлено в виде мелкой вкрапленности и налетов, реже это массивные гнезда киновари.

Генетически ртутное оруденение предположительно связывается с миоценовыми гранитоидами.

Процесс рудоотложения происходил после образования кварц-карбонатных пород. Аналогичное явление отмечает В. А. Кузнецов [3] для Горного Алтая, где лиственитизация протекает в дорудный этап и большая часть лиственитов образуется задолго до отложения киновари и связанных с ней жильных минералов.

Таблица 1

Содержание ртути в генетических типах кварц-карбонатных пород

Наименование проявления	К-во проб	Химические анализы, среднее содержание, ‰	
		нижний предел	верхний предел

Гидротермальный тип

Сараландж	22	0,005	0,2
Джанахмед	35	0,005	0,1
Гетаквали	17	0,005	0,06
Бура-тапа	12	0,005	2,5
Кясаман	18	0,006	2,5
Заритап (Памбак)	56	0,005	0,04
Шмперт	25	0,005	0,01
Бабаджан	32	0,005	0,01

Контактово-метасоматический тип

Инакдаг	18	нет	0,005
Караиман	7	нет	0,005
Западный фланг Бабаджана	16	нет	0,005
Шоржа	6	нет	0,005
Восточный фланг Шоржи	5	нет	0,005

В таблице 1 приводим содержание ртути отдельно для каждой генетической группы кварц-карбонатных пород.

Как видно из таблицы, содержание ртути для кварц-карбонатных пород гидротермального генезиса из различных проявлений по химанализам колеблется от 0,005 до 2,5%. Однако в кварц-карбонатных породах контактово-метасоматического происхождения содержание ее не превышает 0,005%.

Данное обстоятельство объясняется только различными текстурными особенностями, которыми обладают указанные группы пород, что в свою очередь обусловлено занимаемым ими структурным положением.

В работах Ю. А. Розанова [6], Н. А. Никифорова, М. Г. Жарикова [4] и др. приводятся данные о связи пород и их физико-механических свойств с ртутно-сурьмяным оруденением. Эти авторы подчеркивают, что роль физико-механических свойств кварц-карбонатных и других пород в условиях локализации ртутного оруденения весьма существенна.

Нами обработан ряд проб для определения эффекта пористости двух генетических типов кварц-карбонатных пород для выявления определенной закономерности.

Таблица 2

Соотношения эффекта пористости и содержания ртути

Проявления	Наименование пород	Число определений	Объемный вес, среднее	Эффект пористости, среднее	Среднее содержание ртути в ‰
Сараландж	Лиственит с карбонатным прожилком	3	2,652	5,17	0,2
	Лиственит из зоны брекчирования	2	2,345	7,38	0,7
	Лиственит сильно окварцованный	2	2,693	2,43	0,06
	Серпентинизированная основная порода	3	2,564	4,78	0,005
	Лиственит из зоны дробления	2	2,377	9,03	0,005
	Туфоконгломерат	2	2,286	2,86	0,8
Джанахмед	Лиственит с включениями основных пород	2	2,904	4,22	сл.
	Лиственит с карбонатными прожилками	3	2,628	5,73	0,01
	Основная порода	2	2,638	2,25	сл.
Памбак (Заритан)	Лиственит сильнокарбонатизированный	3	2,658	3,28	0,04
	Лиственит из зоны тектонического дробления	3	2,314	6,85	0,05
	Лиственит на контакте с зоной дробления	2	2,535	3,96	0,08
	Сильносерпентинизированная основная порода	2	2,637	2,59	0,005
	Основная порода зоны дробления	2	2,308	8,43	сл.
	Серпентинизированная основная порода в контакте с зоной дробления	2	2,544	4,48	0,005

В таблице 2 приводим данные анализов этих проб.

Кроме роли физико-механических свойств пород для локализации ртути не менее важное значение имеет наличие экрана. Для ряда проявлений (Кясаман, Бура-тапа, Сараландж) локальным экраном служат дорудные тектонические трещины, под которыми мы наблюдаем скопления руды в значительном количестве.

Только при условии сочетания указанных двух факторов (текстурные особенности и экран) мы имеем проявления, по своим размерам и содержанию ртути представляющие определенный интерес.

Кварц-карбонатные породы контакт-метасоматического происхождения в силу занимаемого ими геологического положения в значительно меньшей степени подвергнуты механическим изменениям и представляют собой более плотные, монолитные, сравнительно менее трещиноватые породы, поэтому заметная минерализация ртути в них отсутствует.

В общей массе кварц-карбонатных пород в случаях обоих генетических типов наблюдается рассеянная минерализация ртути, что объясняется высоким фильтрационным эффектом низкотемпературных гидротермальных ртутьсодержащих растворов [2] и высокой упругостью ртутных паров [7].

Данные соотношений эффекта пористости и содержания ртути в кварц-карбонатных породах по таблице показывают, что:

1. Эффект пористости зависит от объемного веса. По мере уменьшения объемного веса в основном повышается эффект пористости.

2. В большинстве случаев по мере увеличения эффекта пористости ртутьсодержащих пород увеличивается и содержание ртути.

3. В зоне дробления в некоторых случаях получается обратная картина, то-есть при высоких показателях эффекта пористости содержание ртути резко снижается.

Это явление объясняется весьма подвижным характером ртутьсодержащих растворов и паров. Продвигаясь в более благоприятных условиях при отсутствии локальных экранов в указанной среде, они дают рассеянную минерализацию по всей массе кварц-карбонатных и других пород. По этой причине рассматриваемые кварц-карбонатные породы в пределах тектонического нарушения, непосредственно в зоне брекчирования и дробления не дают повышенных содержаний ртути. В таких случаях основная концентрация ртути рассеивается от центра зоны на значительные расстояния (80—150 м).

Исходя из вышеизложенного, нам кажется нецелесообразным дальнейшее исследование на ртуть кварц-карбонатных пород контактово-метасоматического характера. Ртутное оруденение в них имеет сугубо минералогическое значение.

Листвениты гидротермального происхождения в виде жил, линз, линзо-жил и жилоподобных тел представляют определенный интерес в отношении скопления ртути. Можно ожидать в них обогащенные участки ртутью, рудные гнезда или же тела вдоль раздробленных зон. В этих породах могут образоваться месторождения небольших масштабов.

Ա. Ա. ՂԱԶԱՆՉՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՀՅՈՒՄԻՍ-ԱՐԵՎԵԼՅԱՆ ԱՓԻ ՔՎԱՐՑ-ԿՐԱՔԱՐԱՅԻՆ ԱՊԱՐԵՆԵՐԻ
ՍՆԴԻԿԱՐԵՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Սևանի քվարց-կրաքարային ապարները կտրտված շղթայի տեսքով տարածված են Զոդի լեռնանցքից մինչև Շորժա գյուղը և գտնվում են Կարաիման-Զոդ և Զիլ-Սատանախաչ ուլտրահիմքային զանգվածներում:

Քվարց-կրաքարային ապարներն իրենց ծագմամբ բաժանվում են երկու՝ կոնտակտ-մետասոմատիկ և հիդրոթերմալ խմբի: Այդ երկու խմբում հայտնի են սնդիկի մի շարք երևակումներ, դրանք են՝ Ինագ-Դաղի, Սարալանջի, Զանախամեդի, Գետակվալիի, Բուրա-Թափայի, Կարաիմանի, Փամբակի, (Զառիթափի), Շմպերտի, Բաբաջանի և Շորժայի երևակումները, որոնցից Ինագ-Դաղին, Կարաիմանին, Բաբաջանին և Շորժային համարվում են կոնտակտ-մետասոմատիկ ծագման, իսկ մնացածները՝ հիդրոթերմալ:

Հիդրոթերմալ ծագման երևակումները պարունակում են մինչև 2,5 տոկոս սնդիկ, իսկ կոնտակտ-մետասոմատիկ երևակումներում սնդիկի պարունակությունը չի գերազանցում 0,005 տոկոսից:

Այս հանգամանքը բացատրվում է քվարց-կրաքարային ապարների տարբեր ֆիզիկական հատկանիշներով, տեղական էկրանների առկայությամբ, ինչպես նաև ապարների ծակոտկենությամբ:

Սնդիկի հանքայնացման հետագա ուսումնասիրությունները և որոնումները կարելի է տանել միայն հիդրոթերմալ ծագման քվարց-կրաքարային ապարներում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Новые данные о листовитных хлограпитовых метасоматитах среди гипербазитов. Известия АН СССР, сер. геол., № 6, 1971.
2. Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.
3. Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I, Изд. АН СССР, 1958.
4. Никифоров Н. А. и Жариков М. Г. Некоторые закономерности размещения ртутного оруденения в зонах листовитизации Южной Ферганы. Узбекский геологический журнал, № 4, 1963.
5. Пиджян Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 3, 1957.
6. Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. ГРМ, вып. 2, 1961.
7. Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 78, сер. минер. геол., № 17, 1946.

УДК 553.31 (477.63)

Г. Т. ТАТУНЬ

О НЕКОТОРЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД САКСАГАНСКОЙ ПОЛОСЫ КРИВОГО РОГА

Богатые железные руды Саксаганской полосы подверглись различного рода изменениям. Как показали наши исследования, эти изменения имеют эпигенетический характер и связаны с последующей цементацией пористых железных руд различными минералами. Цементация гетитом, кварцем и сидеритом пористых мартитовых, железнослюdkово-мартитовых руд улучшает их технологические свойства (повышает крепость, кусковатость) и переводит их в разряд мартеновских руд. Апатитизация и каолинизация не вызывают существенного изменения физико-механических свойств руд, но влияют на качество, повышая их фосфористость и глиноземистость. Отсюда становится ясным, что изучение условий образования и распространения цементационных руд имеет не только теоретическое значение, но и представляет большой практический интерес.

Новый фактический материал, полученный в результате детального изучения керна глубоких скважин, пробуренных в последнее время в пределах Саксаганской полосы, позволяет более надежно определить последовательность цементации и характер ее распространения с глубиной. В настоящей статье мы остановимся только на мартитовых рудах с цементационными апатитом и каолинитом.

Мартитовые руды с апатитом. Цементация апатитом пористых мартитовых, железнослюdkово-мартитовых руд отмечается по всему простиранию рудовмещающей синклинали Саксаганской полосы в пределах глубин от 965 м (скважина 13350) до 1760 м (скважина 7000). Однако масштабы ее проявления незначительны и носят спорадический характер. В морфологическом отношении апатитизация проявляется в виде неправильной формы участков, реже избирательно обогащенных зон мощностью от 5—10 см до 2—3 м. На руднике им. XX партсъезда мощность обогащенных зон достигает 5 м. Внешне процесс апатитизации в пористых рудах проявляется слабо, без заметно выраженных обособлений. Крепость руд при этом почти не изменяется. В отдельных случаях она может увеличиваться на 1—2 балла (по шкале Протодьяконова) по сравнению с вмещающими пористыми рудами. Это объясняется тем, что апатитизация проявляется частично и не образует сплошной цементации. Известно, что содержание фосфора в докембрийских железистых породах криворожского типа небольшое, обычно ниже среднего значения его в земной коре [3]. По данным А. П. Виноградова [2], среднее значение фосфора в земной коре составляет 0,09%. В криворожских железистых породах содержание фосфора еще ниже. Однако в отдельных

случаях аномальные значения содержания фосфора могут достигать 1,0—1,1%, что превышает обычное его содержание в пористых рудах в 100—150 раз (табл. 1). В общем дисперсногематито-мартитовые, гетито-дисперсногематитовые руды содержат фосфора в 10—15 раз больше, чем пористые мартитовые, железнослюdkово-мартитовые руды (табл. 1).

Таблица 1

Компоненты	Результаты химических анализов (вес. %)			
SiO ₂	9,34	17,4	1,64	11,4
Al ₂ O ₃	0,02	1,17	1,04	6,6
Fe ₂ O ₃	88,08	76,56	92,9	72,86
FeO	1,61	0,4	0,20	0,9
CaO	сл.	сл.	1,44	1,40
MgO	сл.	сл.	0,07	1,60
K ₂ O—Na ₂ O	сл.	сл.	0,59	2,06
S	0,004	0,01	0,053	0,02
P	0,006	1,11	0,520	0,176
п.п.п.	—	2,78	0,97	3,09
Сумма	99,05	99,43	99,42	100,11
Fe	62,9	53,8	65,2	51,7
Стратиграфический индекс	K ₂ ^{6ж}	K ₂ ^{2ж}	K ₂ ^{5ж}	K ₂ ^{5с}
№ скв.	11730	квершлаг в оси 24	9696 ^а	7000
Интервал глубин, м	1512,19—1518,49	267	1329,25	1760,58—1780,86
Наименование руды	мартитовая	мартитовая с апатитом	то же	гетито-дисперсногематитовая с апатитом
Рудопроявление	им. Ленина		им. Кирова	

Петрографические исследования показывают, что апатит в пористых рудах располагается в порах между зернами и сrostками мартита, цементируя их. Зерна апатита хорошо окристаллизованы, дают в сечении шестиугольники, ромбы, прямоугольники, квадраты размером 0,01—0,06 мм (фиг. 1). В редких случаях апатит наблюдается в виде продолговатых пластинок, имеющих четко выраженное зональное строение. Размер таких пластинок составляет 0,07×0,35 мм (фиг. 2).

Образование цементационного апатита в пористых мартитовых, железнослюdkово-мартитовых рудах представляется следующим образом. Как известно, в настоящее время большинство исследователей объясняет образование пористых руд односторонним выносом кремнезема под воздействием щелочных гравитационных вод (pH>7), циркулирующих в условиях приподнятости железистых пород над базисом эрозии. По нашему мнению, в формировании устойчивой щелочной среды гравитационных вод наряду с сильными щелочами, содержащимися в незначительных количествах в силикатах железистых пород, принимали участие процессы гидролиза [5, 6, 7]. Но так как щелочность гравитационных вод расходуется на вынос кремнезема, то на некоторой стадии процесса она будет не в состоянии нейтрализовать углекислоту, постоянно присутствующую в гипергенных гравитационных водах. Другими словами, на завершающей стадии эволюции щелочных гравитационных растворов произойдет их закономерное преобразование в кислые (pH<7). Кислые



Фиг. 1. Развитие кристалликов апатита в пористой мартитовой руде. Черное—мартит, серое—апатит, светло-серое—поры. Здесь и на фиг. 2 снято при параллельных николях, увелич. 120. Сква. 9696 а, гл. 1329, 28 м.



Фиг. 2. Образование кристалликов апатита пластинчатого габитуса в порах мартитовой руды. Увелич. 40. Сква. 7000, интервал глубины 1757—1760 м.

растворы и вызвали миграцию фосфора из вышележащих железистых пород. Геотектоническое развитие рудоносной синклинальной структуры сопровождалось опусканием отдельных ее участков ниже базиса эрозии, где происходило накопление элементов, привнесенных гравитационными водами. Цементация апатитом пористых железных руд произошла в зоне застойных вод, которые на этом этапе своего развития имели $pH \geq 7$ и $Eh > +0,0v$. Образование апатита происходило в условиях повышенного парциального давления CO_2 по реакции:



Таким образом, цементация апатитом пористых мартитовых, железнослюdkовo-мартитовых руд произошла на более позднем этапе гипергенных воздействий и отражает закономерное изменение характера не только гравитационных, но и застойных вод.

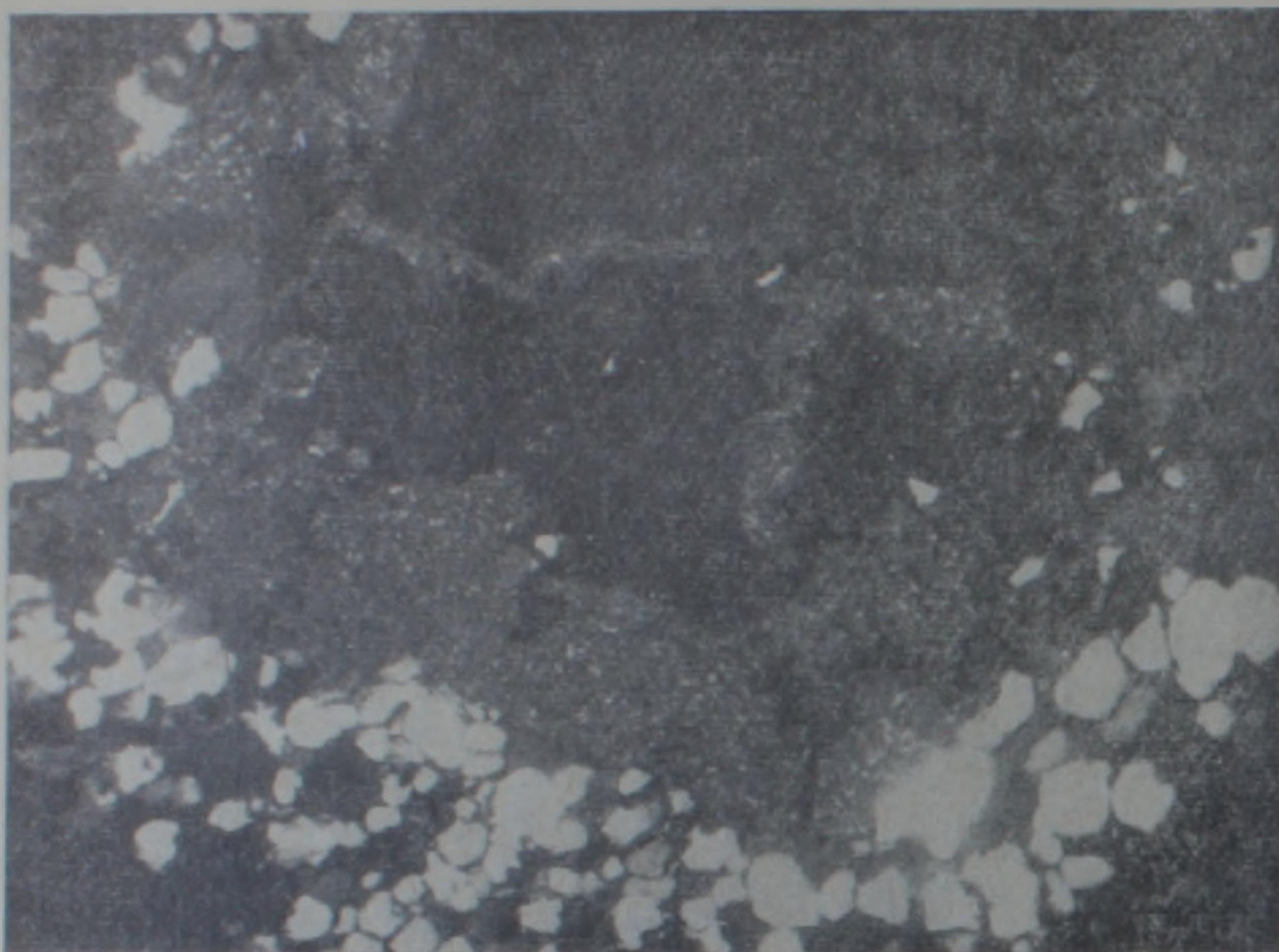
Мартитовые руды с каолинитом. Развитие каолинита в пористых мартитовых, железнослюdkовo-мартитовых рудах наблюдается в ничтожно малых количествах, обычно не превышающих 0,1—0,2%. Но встречаются участки в руде, где количество глинозема увеличивается в 25—30 раз, достигая 5,86% (табл. 2). В таких случаях каолинит виден

Таблица 2

Компоненты	Результаты химических анализов (вес. %)				
SiO_2	10,2	1,18	1,54	1,70	1,20
Al_2O_3	0,10	5,86	5,56	2,50	2,80
Fe_2O_3	87,71	83,3	83,70	94,50	93,66
FeO	0,52	0,15	0,15	сл.	0,56
CaO	сл.	0,18	0,02	сл.	сл.
MgO	сл.	0,07	0,06	сл.	сл.
$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	сл.	1,70	1,15	сл.	сл.
S	сл.	0,334	0,286	0,01	0,016
P	0,04	0,111	0,108	0,045	0,33
п.п.п.	0,73	6,89	6,87	1,45	0,9
Сумма	99,31	99,77	99,43	100,20	99,47
Fe	61,80	58,50	58,70	66,14	66,0
Стратиграфический индекс	$\text{K}_2^{5ж}$	$\text{K}_2^{5ж}$	$\text{K}_2^{5ж}$	$\text{K}_2^{5ж}$	$\text{K}_2^{6ж}$
№ скв.	11350	11350	11350	6528	11300
Интервал глубин, м	919,66— 926,38	968,39— 973,76	965,89	1484,02— 1498,51	2016,10— —2026
Наименование руды	мартитовая	каолинито-мартитовая с апатитом		мартитовая с каолинитом	мартитовая с каолинитом и апатитом
Рудоуправление		им. Кирова		им. Карла Либкнехта	им. Ленина

невооруженным глазом в виде точечных образований или послойных скоплений, заполняющих поры между зернами мартита. В этих случаях каолинит нередко принимался геологами за дезинтегрированный мучнистый белый кварц. Аномально обогащенные каолинитом пористые руды встречаются в широком диапазоне глубин: от верхних горизонтов горных работ (300—475 м) до глубин, превышающих 2000 м. В морфологическом отношении каолинизация, как правило, проявляется локально в виде пятнистых, кармановидных участков размером от 10—20 см до 6 м и совершенно не влияет на физико-механические свойства руд.

Исследования показали, что каолинит образует в пространстве между зернами и сростками мартита пятнистые, прожилковые, линзовидные обособления, имеющие микрочешуйчатое строение с низким двупреломлением (фиг. 3). Иногда каолинит ассоциирует с апатитом. При этом отчетливо наблюдается как каолинит разъедает и замещает мелкие кристаллы апатита. В пределе этого процесса сохраняются только контуры



Фиг. 3. Развитие каолинита в пористой мартитовой руде. Прозрачный шлиф, снято при скрещенных николях, увелич. 100. Черное—мартит; светло-серое, белое—реликтовый кварц; серое микрочешуйчатого строения—каолинит. Сква. 13350, инт. глубины 998,25—1000, 30 м.

зерен апатита, тогда как сами зерна полностью замещены микрочешуйчатыми агрегатами каолинита. Таким образом, проявление каолинизации в пористых рудах фиксирует собой завершающий этап в эволюции гипергенных растворов.

Источником каолинита явились вышележащие алюмосиликатсодержащие железистые породы, которые под воздействием щелочных гравитационных вод подверглись стадийному разложению [4]. Образование каолинита связано с более поздним этапом в эволюции гравитационных вод, когда последние имели уже кислый характер ($\text{pH} < 7$). Возможность миграции гидроокиси алюминия детально изучена в работе В. А. Броневого и Б. М. Михайлова [1]. Застойные воды, естественно, также представляли собой кислую среду, но с pH более высоким, чем у гравитационных вод. Это положение становится понятным, если учесть, что характер среды застойных вод менялся в соответствии с изменениями гравитационных вод, но с некоторым запаздыванием, так как равновесие среды в этих условиях наступает не сразу. Таким образом, цементация пористых мартитовых, железослюдково-мартитовых руд каолинитом произошла в зоне застойных вод, когда последние имели уже слабокислую среду.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы.

Образование цементационных проявлений в пористых рудах отражает эволюцию гипергенных процессов, в которой четко выделяется два этапа:

а) односторонний вынос кремнезема под воздействием щелочных гравитационных вод, обусловивших образование пористых руд;

б) вынос фосфора, глинозема из вышележащих железистых пород под воздействием кислых растворов. Накопление вынесенных элементов в пористых рудах происходило в зоне застойных вод, геохимические параметры (pH , Eh) которых изменялись в соответствии с эволюцией гравитационных вод. Направленное изменение застойных вод в сторону снижения pH и Eh определило строгую геохимическую последовательность в отложении цементационных минералов в пористых рудах: апатит, каолинит.

Локальная цементация указанными минералами пористых руд обусловлена опусканием отдельных участков региона до уровня застойных вод, что дает возможность образованию цементационных руд на различных глубинах.

Цементация апатитом и каолинитом не вызывает существенного изменения физико-механических свойств руд, но ухудшает качество, повышая их фосфористость и глиноземистость.

Криворожский горнорудный институт

Поступила 10.V.1972

Դ. Տ. ՏԱՏՈՒՆ

ԿՐԻՎՈՅ ՌՈՒԻ ՍԱԿՍԱԳԱՆՅԱՆ ԳՈՏՈՒ ԵՐԿԱԹԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՈՐՈՇ ԷՊԻԳԵՆԵՏԻԿ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոդվածում քննարկվում են ապատիտ ու կաոլինիտ պարունակող մարտիտային և երկաթափայլարային-մարտիտային հանքանյութերի տարածման, տեղադրման ու առաջացման պայմանները: Նշվում է, որ արդեն ձևավորված մարտիտային ու երկաթափայլարային-մարտիտային հանքանյութերի ցեմենտացումն ապատիտով ու կաոլինիտով կրում է էպիգենետիկ բնույթ: Հանքանյութերի ամրությունն այդ բնթացքում կրում է աննշան փոփոխություններ:

Վերահիշյալ հանքանյութերի առաջացումն առնչվում է գրավիտացիոն ջրերի էվոլյուցիայի ավելի ուշ՝ թթու էտապի հետ: Թթու հիպերգեն լուծույթները ֆոսֆոր ու կալահող են արտալուծել սիլիկատներով հարուստ ավելի վեր տեղադրված երկաթապարունակող ապարներից: Այդ նյութերի կուտակումը ծակոտկեն մարտիտային ու երկաթափայլարային-մարտիտային հանքանյութերում կատարվել է անշարժ ստորերկրյա ջրերի գոտում, որոնց գեոքիմիական պարամետրերը (pH , Eh) փոխվել են գրավիտացիոն ջրերի փոփոխությունների հետ կապված: Անշարժ ջրերի փոփոխությունները pH -ի և Eh -ի փոքրացման ուղղությամբ բնորոշել են ցեմենտացնող միներալների այն է՝ ապատիտի, կաոլինիտի առաջացման որոշակի գեոքիմիական հաջորդականությունը ծակոտկեն հանքանյութերում: Այս դրույթը համընկնում է պետրոգրաֆիական ուսումնասիրություններից ստացված տվյալների հետ: Ծակոտկեն հանքանյութերում ցեմենտացման երևույթները դիտվում են տարրձր խորությունների վրա, որը կարող է պայմանավորված լինել անշարժ ստորերկրյա ջրերի մակարդակի փոփոխմամբ, իսկ վերջինս կախման մեջ է եղել հանքատար սինկլինալային ստրուկտուրայի գեոտեկտոնական զարգացումից:

УДК 549.67.552.622.7 (479.25)

Г. С. АВАКЯН

ЦЕОЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ НОЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ОСВОЕНИЯ

Цеолиты являются водными алюмосиликатами и сырьем с очень широким диапазоном применения в различных отраслях промышленности и сельском хозяйстве.

Поскольку месторождений природных цеолитов раньше не было известно, мировая промышленность базировалась на их синтетическом производстве.

В последнее десятилетие на западе США в кайнозойских отложениях были обнаружены осадочные породы, почти нацело сложенные цеолитами—клиноптилолитом, эрионитом, филлипситом, морденитом, реже—шабазитом, запасы которых в США оцениваются (млн. т): клиноптилолит—100; эрионит—10; филлипсит и морденит—по 5; шабазит—0,1 [4].

По адсорбционным свойствам, термо- и кислотоустойчивости, обнаруженные природные цеолиты близки к синтетическим, поэтому фирма Линде (США) на их базе уже выпускает гранулированные адсорбенты нескольких марок (AW—500 и др.). По оценке американских специалистов, стоимость природных цеолитовых адсорбентов (при добыче сырья из мономинеральных залежей), примерно, в 100 раз ниже, чем синтетических.

Применение в промышленности природных цеолитов осваивается (частично уже освоено) и в некоторых других странах (Япония, Болгария и др.).

В СССР делаются только первые шаги по выявлению месторождений природных цеолитов, могущих заменить дорогостоящие синтетические цеолиты. Первенцем среди отечественных месторождений природных цеолитов является Бадхызское месторождение в Туркмении, выявленное А. С. Михайловым, А. И. Кринами и С. Е. Масловым в 1969 г. [1]. Ими же в Таузском районе Азербайджанской ССР в 1970 г. было выявлено второе, Ахдагское, месторождение природных цеолитов. Оба месторождения представлены клиноптилолитом и, по классификации А. С. Михайлова и др. [1], относятся к туфогенно-осадочному генетическому типу.

Цеолиты могут образоваться химическим путем (синтезироваться из водных растворов) и формироваться в результате преобразования вулканического стекла и алюмосиликатных минералов при воздействии водных растворов (метасоматическим превращением). Первые образуют локальные, гнездовые, мономинеральные (сравнительно чистые) скопления с меньшим промышленным интересом. Вторые же образуют сплош-

ные, пластообразные, мощные тела, частично загрязненные посторонними примесями (гидробиотит, кварц, плагиоклаз и др.), но с большим промышленным интересом. Поэтому, объектами нашего изучения явились именно цеолиты метасоматического типа.

Поисковыми работами, организованными Управлением геологии СМ Армянской ССР в 1972 г. в Ноемберянском районе, среди верхнемеловых (сантон-камнан) вулканогенно-осадочных образований нами были выявлены почти мономинеральные цеолитовые породы вулканогенно-осадочного типа, сложенные клиноптилолитом. Сопутствующим минералом на некоторых участках является монтмориллонит.

Цеолитовые породы Ноемберянского месторождения Армянской ССР, образовавшиеся за счет изменения пепловых туфов дацит-липарито-дацитового состава, туффитов, туфопесчаников и туфобрекчий, занимают обширную площадь—около 30 кв. км, естественные выходы которых распространены на пяти участках, являющихся непосредственным продолжением друг друга. Пласты цеолитовых пород чередуются с пластами мергелистых и доломитизированных известняков.

Цеолитовые породы имеют голубые, светло-зеленые и, редко, светло-серые окраски, которые отчетливо выделяются на белом фоне вмещающих известняковых пород. На трех участках—Южном, Центральном и Новом, цеолиты сопровождаются бентонитами (монтмориллонитом). На двух северных участках—«Новый Кохб» и «Северо-Западный»—пласты цеолитовых пород имеют почти однородное строение без заметных примесей монтмориллонита и представлены плотными, крепкими породами с плитчатой, местами столбчатой отдельностью.

Каждый из указанных пяти участков может иметь промышленное значение, так как запасы цеолитовых пород (не учитывая бентонитизированные) составляют несколько десятков миллионов тонн.

Южный участок расположен в 3—4 км к северо-востоку от с. Калача Ноемберянского района. Цеолитовые породы представлены мощными пластообразными телами с близширотным простиранием и северным, северо-западным пологим падением, под углом 15—20°. В пределах Армянской ССР они по простиранию протягиваются на 2—3,5 км. К западу пересекаются северо-восточным взбросом, а к востоку переходят на территорию Азербайджанской ССР. Занимают площадь около 4 кв. км; мощность пластов от 20 до 60 м.

По минеральному составу полезное ископаемое представлено смешанным типом цеолито-бентонитовых пород—клиноптилолитом и монтмориллонитом. В середине пласта выделяется горизонт сравнительно мономинеральных цеолитовых пород, мощностью от 8 до 30 м. Среди последних иногда отмечаются пропластки (0,7—1,2 м) цеолит-бентонитов и ороговикованных известковых туфов. Мощность вскрышных цеолито-бентонитовых пород составляет от 2 до 11 м.

Цеолитовые породы имеют светло-зеленый, светло-серый и светло-голубой цвет. Они почти однородные, плотные, крепкие с полураковин-

стым изломом. Цеолито-бентонитовые породы мягкие, слабо жирные с полураковистым изломом.

Под микроскопом породы представлены реликтовым пепловым туфом, нацело замещенным цеолитом. Цеолитизация охватывает преимущественно центральные части пепловых частиц и осколков стекла, а периферийные зоны заняты ярко поляризующим минералом—монтмориллонитом.

Цеолит имеет низкий показатель преломления—1,474—1,480 с очень малым двупреломлением ($< 0,003$), бесцветен, в поляризованном свете изотропен. Местами в некоторых выделениях наблюдается буроватый цвет, который, вероятно, является результатом разложения и пелитизации.

Вышеотмеченные обстоятельства, вопреки имеющимся и укоренившимся представлениям, что «переход вулканического стекла в цеолит протекает через промежуточный продукт—монтмориллонит» [4], дают нам основание предположить, что пепловые частицы и осколки стекла первоначально были превращены в цеолит (клиноптилолит), а последние, после вторичных изменений, превращены в глинистые минералы (монтмориллонит).

Среди основной цеолитовой массы в шлифах наблюдаются угловатые зерна кварца, полевых шпатов, карбоната и единичных пластинок гидрослюд. Все они имеют остроугольные формы величиной от 0,01 до 0,05 мм. Полевые шпаты почти свежие, некоторые обломки частично цеолитизированы.

Центральный участок расположен севернее Южного участка, является его непосредственным продолжением и приурочен к более высоким стратиграфическим горизонтам. Пласты цеолитовых и цеолито-бентонитовых пород Южного участка погружаются под Центральный участок. Здесь их можно будет вскрыть на глубине 350—400 м.

Пласты цеолитовых и цеолито-бентонитовых пород, обнажающихся на Центральном участке, по простиранию протягиваются на 1—2,0 км, по падению—около 2,0 км.

Мощность смешанных типов цеолито-бентонитовых пород составляет от 30 до 60—70 и более метров. Собственно цеолитовые породы располагаются на более глубоких горизонтах, чередуясь с известняками, известковыми туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Кверху они постепенно фациально переходят в интенсивно бентонитизированные пепловые туфы, мощность которых достигает 30—40 м.

К востоку, на территории Азербайджанской ССР, пепловые туфы фациально переходят в мелкозернистые и далее грубозернистые туфопесчаники и туфобрекнии. Последние также интенсивно цеолитизированы и бентонитизированы.

Физико-механические свойства цеолито-бентонитовых и собственно цеолитовых пород Центрального участка идентичны таковым Южного участка.

Под микроскопом основная масса цеолитовой породы представлена волокнистыми, рогульчатыми, серповидными и прямыми до игольчатыми, агрегатами скрытокристаллического, почти изотропного цеолита с показателем преломления ниже канадского бальзама и с очень малым двупреломлением ($\leq 0,003$). Цеолиты развиваются по осколкам стекла. Чаще всего цеолиты бесцветны, но встречаются желтовато-бурые разновидности. При большом увеличении (порядка 180—320) и всходящем свете заметно, что кристаллы цеолита располагаются по длине волокон обломков стекла. Радиально-волокнистое расположение цеолитов обнаруживается изредка. Вокруг преобразованных в цеолиты обломков стекла и осколков пепловых частиц наблюдаются тонкие оторочки волокнистых минералов из группы гидрослюд и глины (монтмориллонит).

Пирокластический материал представлен обломками плагиоклаза, кварца и кальцита, размеры которых не превышают 0,1—0,2 мм. Плагиоклаз совершенно свежий, некоторые обломки частично цеолитизированы.

Участок Новый является непосредственным северным продолжением Центрального участка, где пласты цеолитовых пород слагают верхние стратиграфические горизонты. На поверхности обнажаются пять пластов цеолито-бентонитовых пород, представленных цеолитизированными, бентонитизированными пепловыми туфами (верхние два пласта), туфопесчаниками и туфобрекчиями, чередующимися с известняками и мергелистыми известняками. Простираание пластов цеолито-бентонитовых пород и вмещающих известняков близширотное—северо-восточное, с северо-западным падением под углом 10—15°. По простиранию пласты цеолито-бентонитовых пород протягиваются от 1 до 3,0 км, по падению—на 1,2—1,8 км, занимая, примерно, 3 кв. км. Видимая мощность верхнего пласта колеблется от 20 до 40 м, а нижних—от 8 до 50 м. На более глубоких горизонтах скважиной № 4 вскрыты чередующиеся пропластки чисто бентонитовых пород и известняков с мощностями от 0,7 до 7,0 м. К востоку, в сторону Азербайджанской ССР (по направлению с. Шихлы 2-е), тонкодисперсная фракция вулканогенных пород фациально переходит в более грубозернистую—в туфопесчаники и туфобрекчии.

Выявленные в южной части участка пласты представлены смешанным типом минерализации—цеолито-бентонитом. Содержание бентонита в них к северу и особенно северо-западу постепенно уменьшается, уступая место клиноптилолиту. По физико-механическим особенностям они идентичны аналогичным породам предыдущих двух участков.

Под микроскопом структура пород из верхнего пласта алевропсаммитовая, переходящая в псаммитовую с реликтовой пепловой структурой связующей массы. Туфовый материал в породе составляет 40—60%, является цементирующей массой реликтово-пепловой структуры и нацело замещен цеолитами. Последние имеют низкий показатель преломления и не действуют на поляризованный свет. При большом увеличении наблюдаются кристаллы цеолита, располагающиеся по длине волокон обломков стекла, местами чередуясь с ярко поляризующими минералами из группы гидрослюд. Вокруг преобразованных в цеолиты обломков стекла

и осколков пепловых частиц наблюдаются тонкие оторочки глинистого минерала, возможно монтмориллонита.

Верхний пласт этого участка, в соответствии с элементами его залегания и характером рельефа, протягивается до следующего участка (Новый Кохб), где цеолиты в связи с увеличением количества вулканогенного материала становятся явно преобладающими и не претерпевшими последующие изменения (бентонитизация).

Участок Новый Кохб является непосредственным север—северо-западным продолжением участка «Новый». Здесь обнаружены четыре пласта цеолитовых пород, которые имеют идентичные физико-механические и минералогические характеристики. Видимая мощность первого (снизу) пласта составляет 12—15 м. Мощность пластов №№ 2, 3, 4 соответственно равна 8—10 м; 2,5—3 м; 1—1,5 м. Все они простираются в северо-восточном направлении с падением на северо-запад, под углом 20—25°. По простирацию прослеживаются, примерно, на 3 км, а по падению—0,2—1 км, где они погружаются под мощные слои верхнемеловых известковых пород.

Характерной особенностью этого участка является то, что все четыре пласта представлены исключительно цеолитами (клиноптилолитом) без заметных примесей монтмориллонита. Макроскопически они представлены плотными, крепкими, легкими (с малым объемным весом) породами светло-зеленого, зеленого и голубого цвета со столбчатой и плитчатой отдельностью. Пласты цеолитовых пород чередуются с известняками верхний сантон-нижекампанского возраста. Мощность последних между пластами № 1 и 2; 2 и 3; 3 и 4 соответственно составляет 8—10 м; 10—12 м; 10—12 м.

Под микроскопом основная масса пород представлена пепловым туфом, нацело замещенным цеолитами. Цеолиты слагают рогульчатые и серповидные формы, которые имеют определенную ориентировку в одном направлении. Цеолитизация охватывает всю породу в целом, оставляя незатронутым обломочный материал, представленный плагиоклазами, кварцем и биотитом, количество которого не превышает 10%.

Цеолит имеет низкий показатель преломления с очень малым дву-преломлением, бесцветный, в поляризованном свете изотропный.

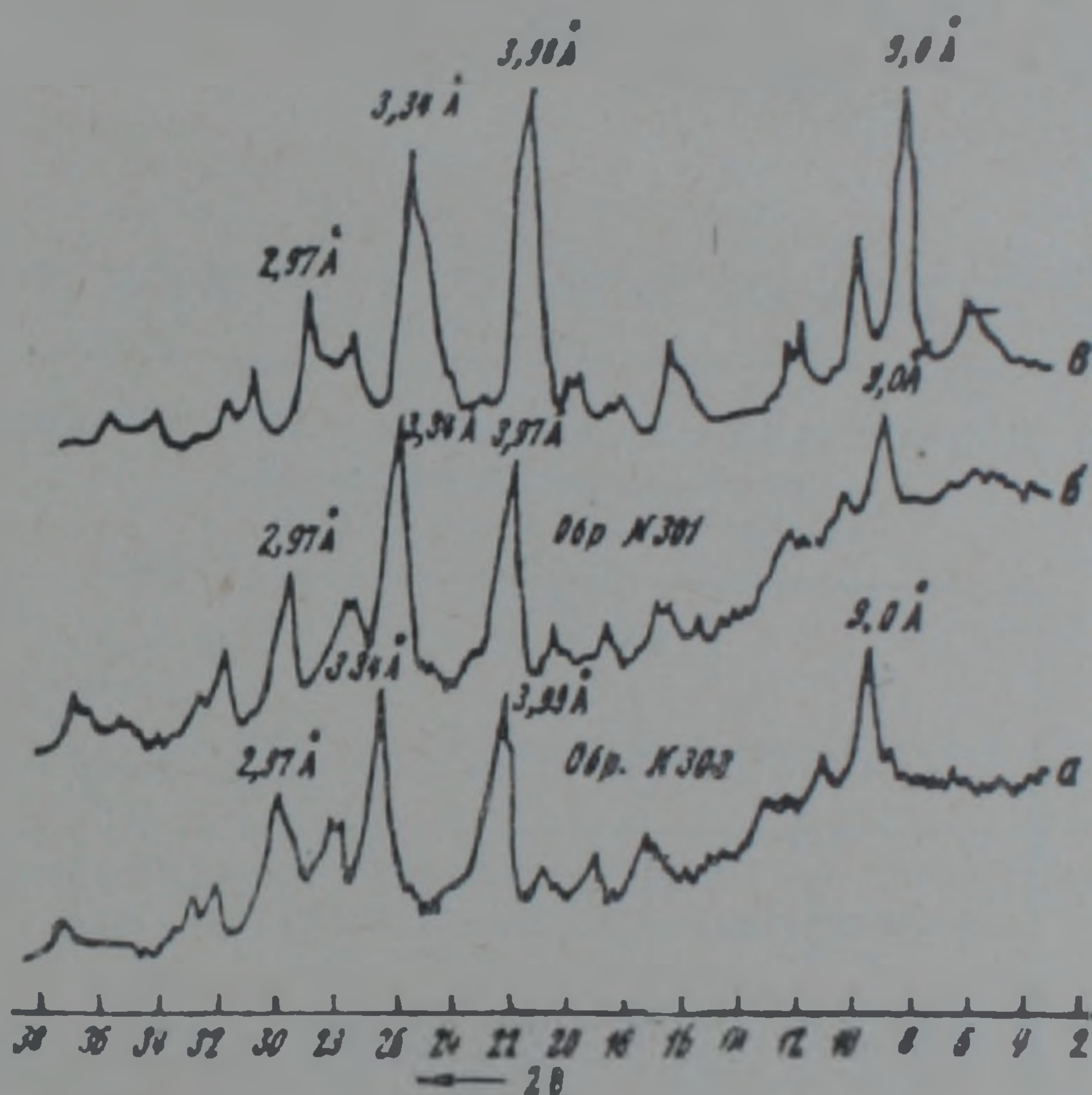
Северо-Западный участок является западным продолжением участка «Новый Кохб» и расположен в 2,5—3,0 км севернее с. Керпилу, в толще известного Керпилинского месторождения фельзитовых туфов (в верхний сантон-нижекампанских известняках).

В отличие от других, Северо-Западный участок представлен мощным (300—400 м) пластообразным телом чередующихся туфобрекчий, туфопесчаников и фельзитовых туфов, фациально сменяющих друг друга. Среди них выделяются 7 сравнительно маломощных (от 1 до 18—20, редко до 40 м) пластов интенсивно цеолитизированных пепловых туфов.

В практическом отношении, имея в виду запасы, наибольший интерес представляет нижний пласт (№ 1), представленный цеолитизированным пепловым туфом, мощностью от 20 до 40 м.

Пласты цеолитовых пород и вмещающие их туфобречкии, туфопесчаники и известняки простираются в близширотном направлении с падением на север-северо-запад, под углом $15-25^\circ$. По простиранию протягиваются от 1,8 до 2 км, по падению около 1 км, причем в пределах возможных открытых разработок от 100 до 200 м.

Содержание цеолитов в описываемых породах определялось рентгеновским методом (аналитик В. В. Власов) на дифрактометре УРС-50 им (излучение—медное, никелевый фильтр). В качестве эталонных были приняты дифрактограммы цеолитовой породы (фиг. 1) из месторождений Гектор (Калифорния) и Бадхыз [3].



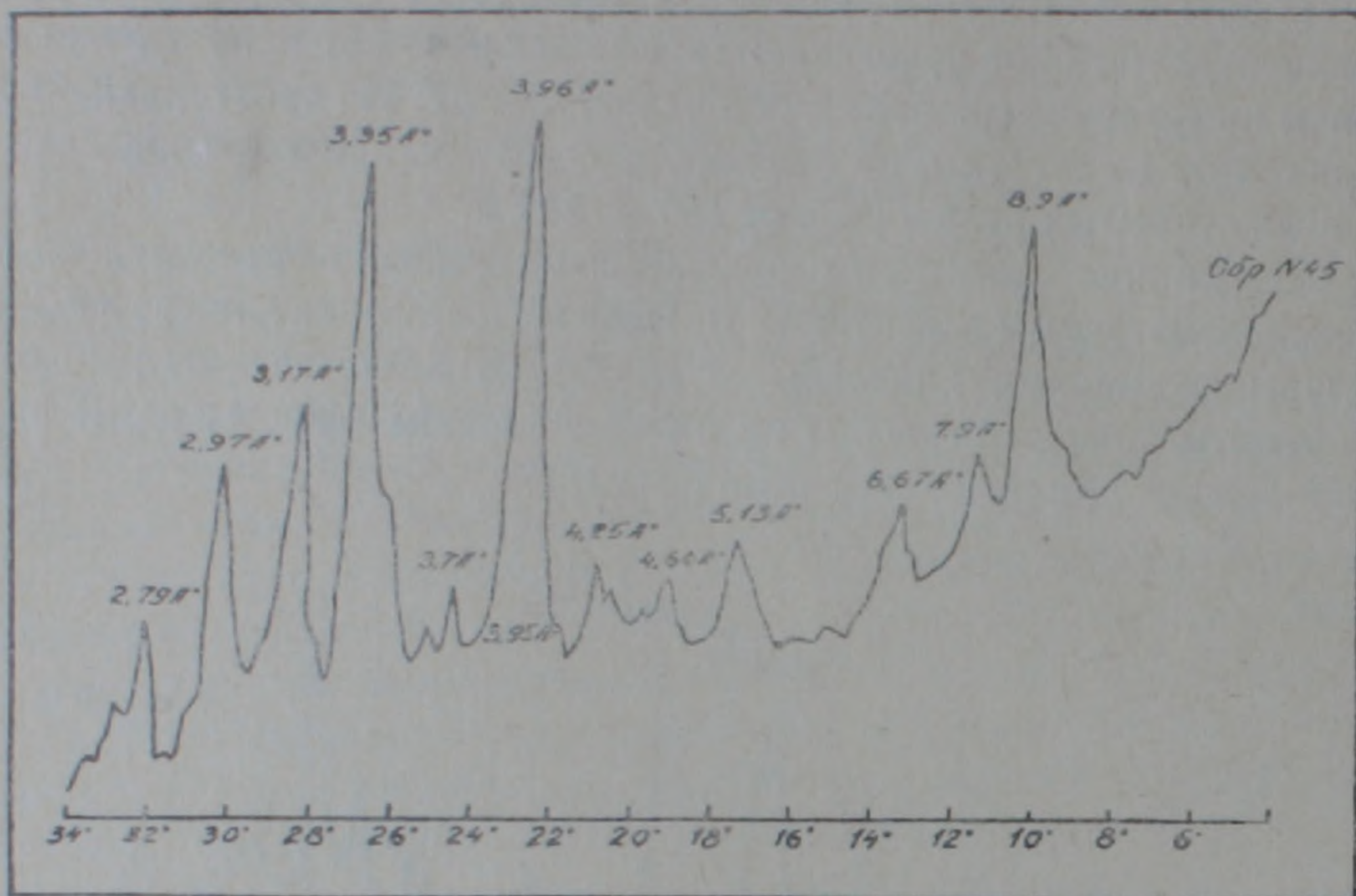
Фиг. 1. Дифрактограммы клиноптилолитовых пород юга Туркмении (а, б) и Гектора, Калифорния (в).

Ниже приводятся результаты этих исследований.

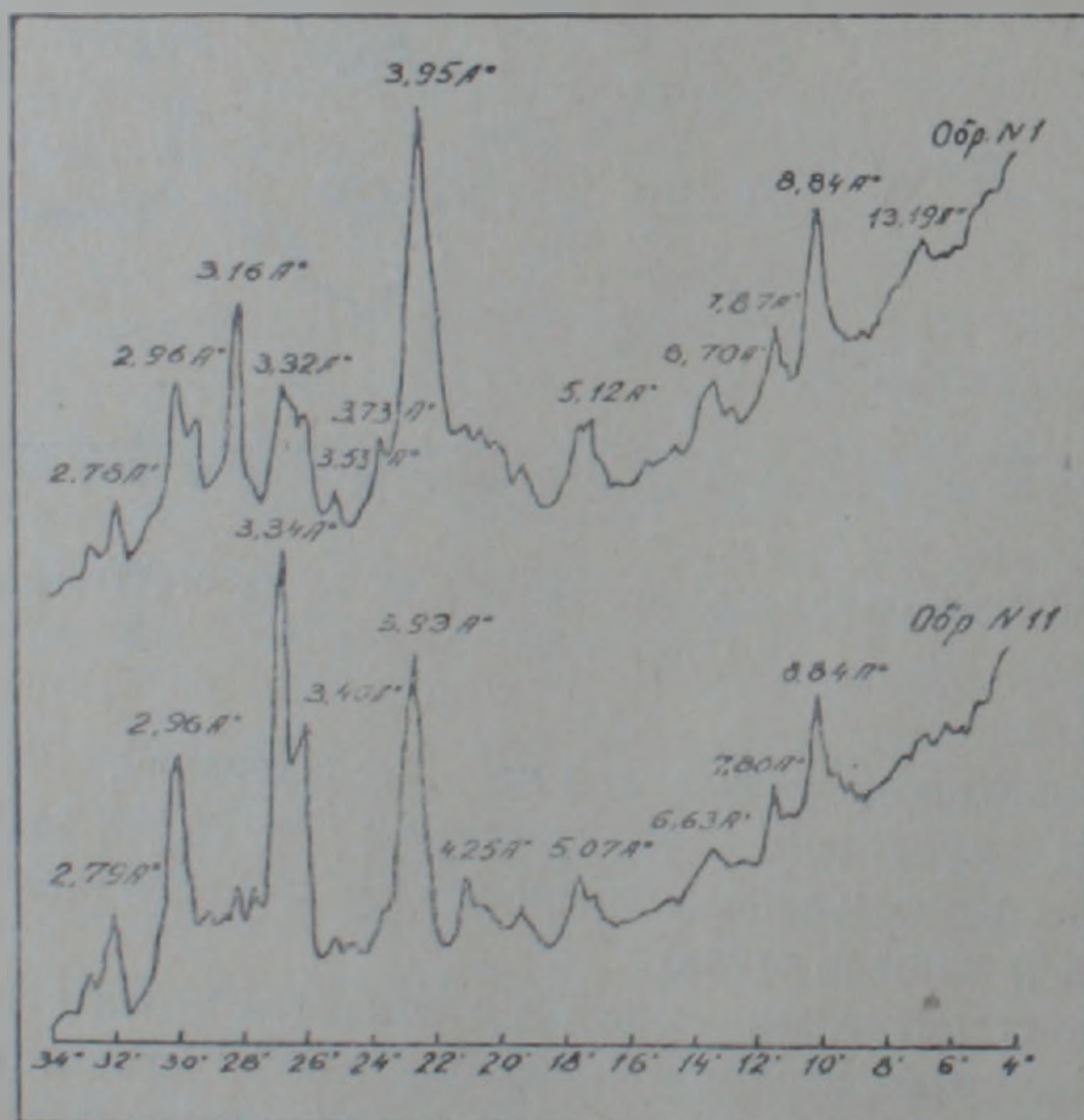
На фиг. 2 приведена дифрактограмма обр. № 45, взятого из участка «Южный», которая показала хорошее сходство с эталонами, содержащими 80—90% клиноптилолита.

Рентгеноструктурным анализом в образцах цеолитовых пород Южного участка, кроме цеолитов (клиноптилолит), устанавливается также наличие монтмориллонита, кварца, полевых шпатов, гидрослюда и редко кальцита.

На фиг. 3 и 4 приведены дифрактограммы цеолитовых пород участка «Центральный», где содержание клиноптилолита, согласно данным рентгенограмм, в обр. 1 составляет более 90%, а в образцах 10, 70 и 83 (фиг. 4), представленных смешанным типом цеолито-бентонитовых пород, 20—60% с некоторой примесью монтмориллонита [2].

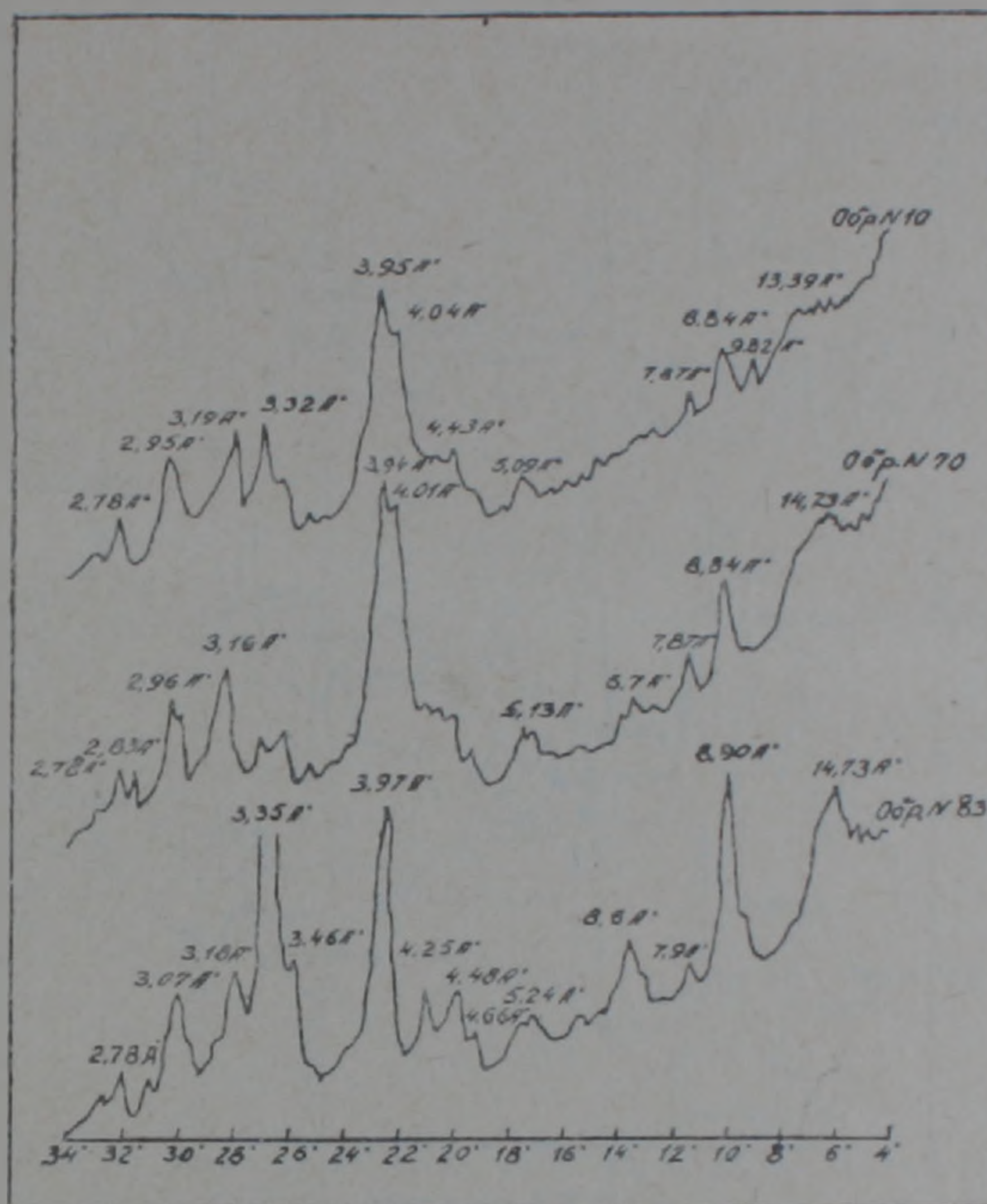


Фиг. 2. Дифрактограмма клиноптилолитовых пород Южного участка Ноемберянского месторождения.



Фиг. 3. Дифрактограммы клиноптилолитовых пород Центрального участка Ноемберянского месторождения.

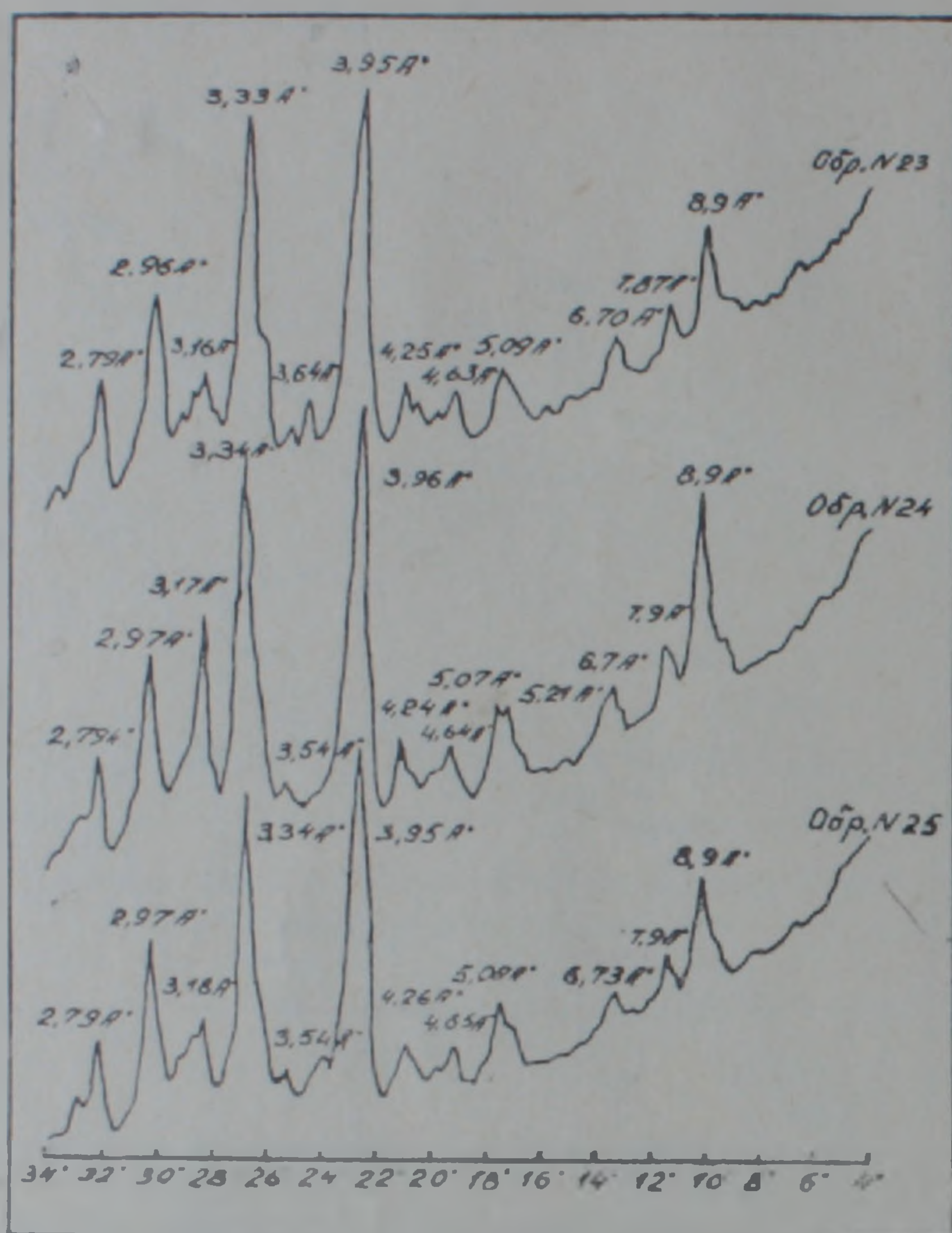
Исследования образцов цеолитовых пород участка «Новый Кохб» (фиг. 5), отобранных из пластов 2, 3 и 4, показали около 90% клиноптилолита.



Фиг. 4. Дифрактограммы клиноптилолит-монтмориллонитовых пород Центрального участка Ноемберянского месторождения.

Некоторые пласты цеолитизированных пепловых туфов участка «Северо-Западный» (пласты 3, 4, 5, 6 и 7) по своим физико-механическим особенностям идентичны пластам участка «Новый Кохб», что подтвердилось также рентгенографическими анализами: содержание клиноптилолита в образцах №№ 281—285 составило 80—90% (фиг. 6 и 7). Другие пласты этого участка (пласты 1 и 2) представлены смешанным типом и больше напоминают цеолит-бентонитовую породу участка «Новый». Здесь содержание клиноптилолита составляет 50—60%, а примесь монтмориллонита 10—20% (фиг. 6, обр. 279 и 280).

На дифференциально-термических кривых (аналитик С. Степанян, прибор ТУ—ІМ, чувствительность—80) для цеолитовых пород Ноемберянского месторождения характерен эндотермический эффект дегидратации при температуре 70—230°, сопровождающийся потерей веса в 7,3—9,2%. Экзотермическая реакция в пределах 300—520°, фиксирующаяся с различной интенсивностью для разных образцов, отвечает, вероятно, окислению двухвалентного железа и выгоранию примесей органических остатков. Ряд слабых эндотермических и экзотермических эффектов, отмеченных в пределах 630—970°, обязан, по всей вероятности, присутствию примесей или ступенчатому разрушению кристаллической

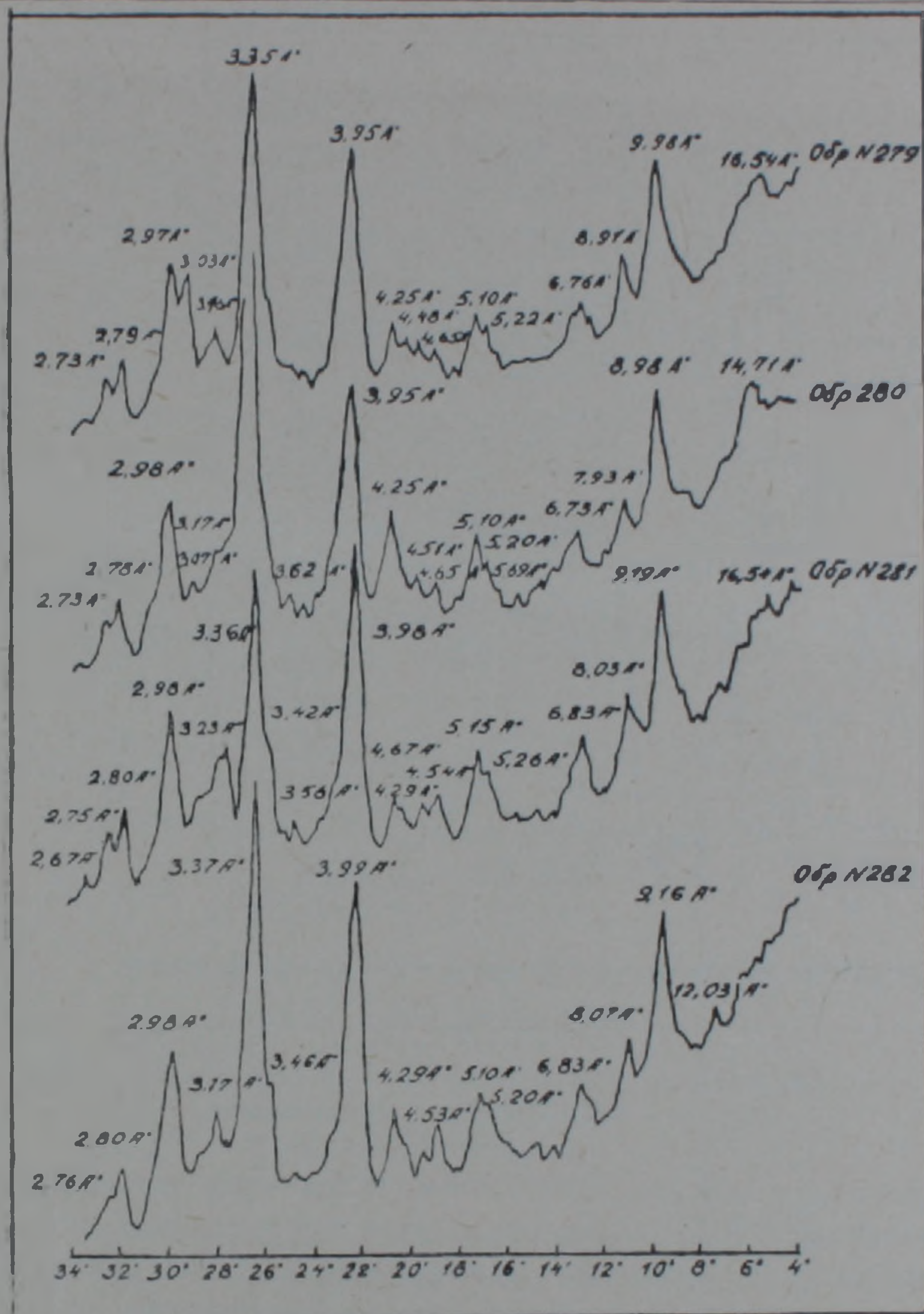


Фиг. 5. Дифрактограммы клиноптилолитовых пород участка «Новый Кохб» Ноемберянского месторождения.

решетки клиноптилолита. Отсутствие резкого эндотермического пика в пределах $230\text{--}300^\circ$, характерного для гейландита [4], подтверждает диагностику основной массы цеолитовых пород Ноемберянского месторождения как клиноптилолита.

Небезынтересно отметить, что термограммы образцов относительно чистых клиноптилолитовых пород как всех пластов одного и того же участка, так и других участков, проявляют исключительное сходство.

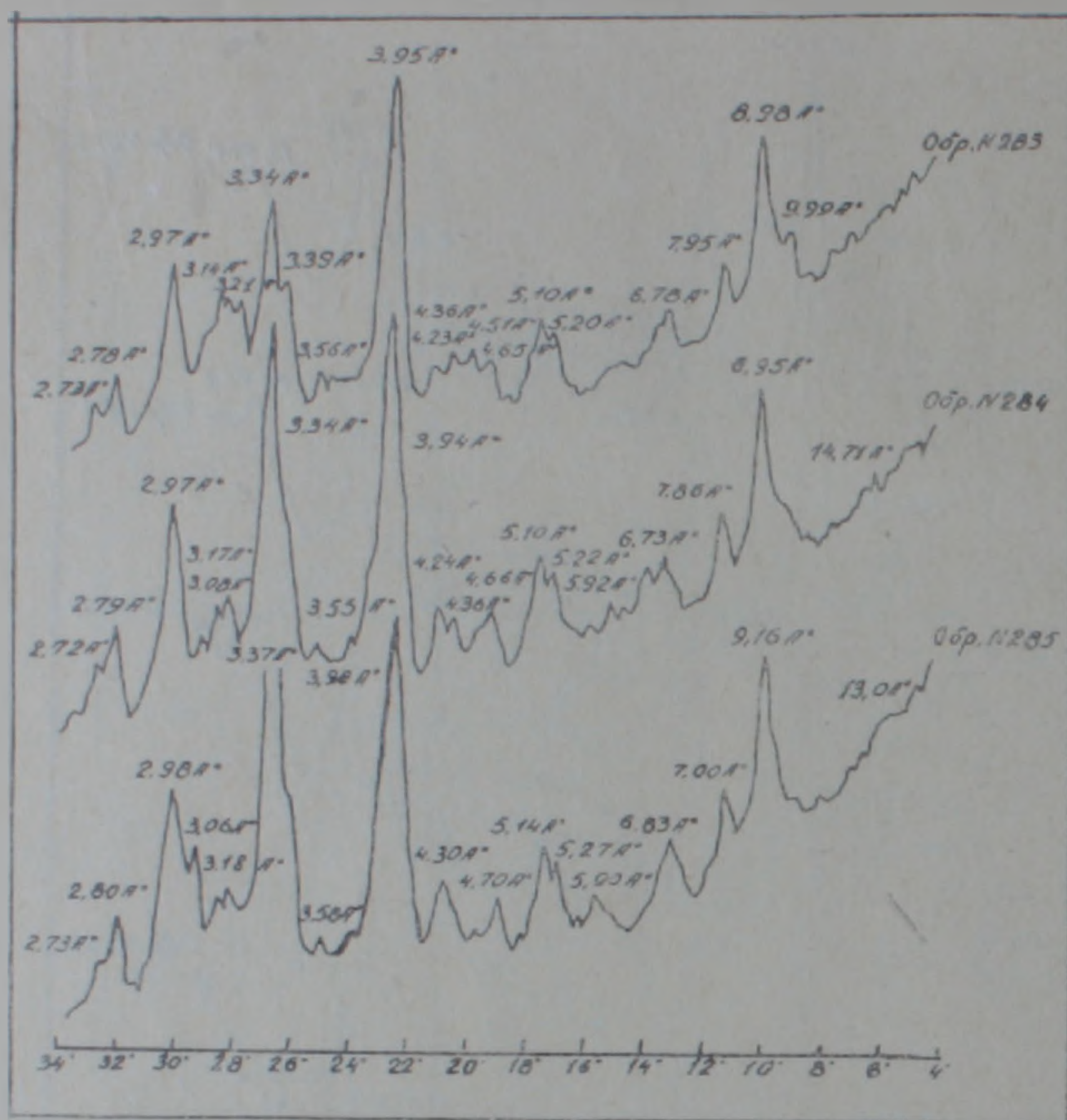
Сравнивая результаты химических анализов цеолитовых пород всех участков Ноемберянского месторождения с составом почти мономинеральных цеолитовых (клиноптилолитовых) пород месторождения Гектор, нетрудно убедиться, что химический состав их очень близок (табл. 1). Исключением является содержание Na_2O , которое в породах Ноемберянского месторождения намного ниже, чем в породах Гектора, а содержание CaO —наоборот, в породах Ноемберянского месторождения намного больше, чем в породах месторождения Гектор. Однако, сумма содержаний Na_2O и CaO в обоих месторождениях почти одинаковая. Это объясняется особенностями химизма и тем, что в породах Ноемберянского месторождения катионы Na замещены катионами кальция.



Фиг. 6. Дифрактограммы клиноптилолитовых пород участка «Северо-Западный» Ноемберянского месторождения.

Судя по данным химических анализов, цеолиты всех участков Ноемберянского месторождения относятся к высококремнистым разновидностям ($\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3=9,1-13,0$, в среднем 10,6) и по составу отвечают клиноптилолиту.

Таким образом, по результатам оптических исследований, рентгенографического, термического и химического анализов наряду с геологической обстановкой можно заключить, что в Ноемберянском районе Армянской ССР выявлено очень крупное, почти мономинеральное (приближающееся по составу и содержанию к таковым из месторождения Гектор) месторождение цеолитовых пород и смешанных—цеолит-монтмориллонитовых пород, образовавшихся за счет изменения стекловатой массы вулканических туфов, туффитов и частично туфопесчаников и туфобрекчий.



Фиг. 7. Дифрактограммы клиноптилолитовых пород участка «Северо-западный» Ноемберянского месторождения.

Как мономинеральные цеолитовые (клиноптилолитовые) породы, так и смешанные типы (клиноптилолит-монтмориллонитовые) пород Ноемберянского месторождения сформировались на дне саитон-кампанского морского водоема. Преобразование вулканических пепловых туфов, туффитов, туфопесчаников и туфобрекчий в цеолитовые и цеолит-монтмориллонитовые породы происходило при поступлении горячих гидротермальных растворов в морской бассейн, почти одновременно или непосредственно вслед за накоплением пеплового материала. О поступлении гидротермальных растворов в морской бассейн свидетельствуют обнаруженные в цеолитовых и цеолит-бентонитовых породах хорошо образованные кристаллы (размерами до 2 см в поперечнике) галенита и пирита. Выбросы пеплового материала с вулканических островов продолжались очень длительное время, в результате чего шло образование мощных (до 100 м) залежей цеолитовых и цеолито-бентонитовых пород с большим площадным распространением.

Вопрос промышленного применения цеолитовых пород является проблемой первостепенного значения. Для этого необходимо безотлагательно приступить к их лабораторно-технологическому изучению, с целью выяснения, в первую очередь, адсорбционной способности для очистки

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	66,21	66,25	71,26	65,86	64,94	65,20	68,8	66,45	65,8	64,12	66,8	64,08	66,0	64,2	65,71	64,25
TiO ₂	0,10	0,08	0,05	0,05	0,45	0,25	сл.	сл.	сл.	0,35	0,20	0,30	0,17	0,30	0,25	0,15
Al ₂ O ₃	11,62	11,46	11,12	11,42	11,83	10,58	10,32	8,85	10,54	11,52	10,58	11,52	12,06	12,94	12,06	12,06
Fe ₂ O ₃	0,81	1,57	0,66	1,04	1,43	1,92	1,00	1,21	0,94	1,46	1,27	2,32	1,60	1,62	0,87	2,15
FeO	—	0,15	0,32	0,39	0,23	0,13	0,32	0,16	0,40	0,40	0,26	0,26	0,13	0,26	0,44	0,20
CaO	1,33	3,98	3,48	2,84	4,64	4,55	2,68	4,51	4,44	5,41	4,42	5,04	3,69	5,41	4,92	5,41
MgO	0,39	1,14	0,19	0,47	0,77	1,15	0,96	1,76	0,98	1,41	1,24	1,24	2,03	1,41	0,88	1,42
MnO	0,01	сл.	сл.	сл.	0,03	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.
Na ₂ O	5,82	1,04	1,12	2,76	0,50	0,82	1,86	0,68	0,68	0,58	0,70	0,86	1,24	1,16	0,70	1,52
K ₂ O	1,04	0,86	3,82	3,50	0,88	1,84	1,84	1,64	1,64	1,48	1,78	1,60	1,72	2,32	1,48	1,28
H ₂ O	4,66	4,88	2,79	2,97	4,61	4,4	4,55	4,90	4,00	4,95	3,94	3,90	4,25	3,25	4,45	3,85
п.п.п.	7,12	9,05	4,87	7,70	8,98	8,40	7,80	8,80	8,90	8,30	7,67	8,75	8,25	7,17	8,30	8,60
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	10,2	9,8	10,9	9,70	9,3	10,5	11,3	13,0	10,8	9,50	10,8	9,50	9,30	9,10	9,30	9,10

Примечание: 1 — Гектор, Калифорния (90% клиноптилолита); 2 — Южный участок, обр. № 45; 3 — Центральный участок, обр. № 1; 4 — Центральный участок, обр. № 11; 5 — участок „Новый“, обр. № 161; 6 — участок „Новый Кохб“, обр. № 201 (I пласт); 7 — участок „Новый Кохб“, обр. № 23 (II пласт); 8 — участок „Новый Кохб“, обр. № 24 (III пласт); 9 — участок „Новый Кохб“, обр. № 25 (IV пласт); 10 — 16 — Северо-Западный участок, обр. №№ 279, 280, 281, 282, 283, 284 и 285 (пласты I—VII).

нефтепродуктов, редких элементов и др. Небезынтересно отметить, что в настоящее время уже получены первые обнадеживающие результаты. В Институте минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМИРЭ) были изучены ионнообменные свойства и режим термической активации, в результате чего Н. Ф. Челищев приходит к следующему заключению: «...Клиноптилолит месторождения Ноемберян является селективным природным сорбентом на Cs, Rb и Sr и может найти широкое промышленное применение».

.Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 16.III.1973.

Հ. Ս. ԱՎԱԿՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՆՈՅՆԵՐԵՐՅԱՆԻ ՇՐՋԱՆԻ ԳԵՈԼԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐԵՆՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ՕԳՏԱԿՈՐԾՄԱՆ ՀԵՌԱՆԿԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Գեոլիտներն ունեն արդյունաբերական լայն կիրառություն հատկապես նավթամթերքների մաքրման գործում: Ինչպես այստեղ, այնպես էլ այլ ճյուղերում, մինչև այժմ օգտագործվում էին սինթետիկ ցեոլիտները, քանի որ բնական ցեոլիտների արդյունաբերական կուտակումներ հայտնի չէին: Սակայն, վերջերս, ԱՄՆ-ում հայտնաբերվել են հրաբխա-նստվածքային ապարների հետ կապված բնական ցեոլիտների արդյունաբերական հանքավայրեր, որոնցից արտադրում են գնդիկավորված ադսորբենտներ:

Նույնատիպ խոշոր հանքավայրեր են հայտնաբերվել նաև Հայկական ՍՍՀ Նոյեմբերյանի շրջանի վերին կավճի հասակի հրաբխա-նստվածքային և նստվածքային շերտախմբերում: Այդ ցեոլիտները տեղ-տեղ առաջացնում են մոնոմիներալային կուտակումներ, ներկայացված կլինոպտիլոլիտ միներալով, իսկ ընդհանուր առմամբ զուգակցվում են մոնոմորֆիլոնիտ միներալի հետ: Կլինոպտիլոլիտի պարունակությունը ցեոլիտային ապարներում կազմում է 80—90 տոկոս:

Կլինոպտիլոլիտի առկայությունը հաստատվել է ռենտգենաստրուկտուրային, օպտիկական, թերմալ ուսումնասիրություններով և քիմիական անալիզի տվյալներով:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Михайлов А. С., Кринари А. И., Маслов С. Е. Цеолитовые породы юга Туркмении. ДАН СССР. Том 199, № 3, 1971.
2. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
3. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. «Наука», М., 1970.
4. Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. Am., Spec. Paper, № 85, 1966.

УДК 553.1:548

Св. С. МКРТЧЯН, И. П. КУЗЬМИНА, В. А. КУЗНЕЦОВ, А. А. ШТЕРНБЕРГ

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИСКУССТВЕННО ВЫРАЩЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ СУЛЬФИДА ЦИНКА

Известно, что на облик кристаллов минеральных индивидов существенное влияние оказывают физико-химические условия кристаллообразующей среды, представляющей систему, подверженную колебаниям термодинамических параметров. Облик кристаллов очень чувствителен к изменению физико-химических параметров, поэтому может быть использован как индикатор химизма среды минералообразования.

Сфалерит был получен в автоклавах с плавающим титановым вкладышем методом переноса и кристаллизации в условиях температурного перепада.

Экспериментальные исследования были направлены на установление зависимости облика синтезируемых кристаллов сфалерита от состава раствора, его концентрации и давления. Для исключения температуры как фактора, определяющего морфологию кристаллов, опыты ставились в одинаковых температурных условиях.

Рост кристаллов проводился в различных средах: в солях (NH_4Cl —1—50% концентрации), кислотах (H_3PO_4 —40—80% концентрации) и щелочах (KOH —10—40% концентрации).

С этой точки зрения интересно было сопоставить морфологию кристаллов сфалерита, выращенных в хлоридах, кислотах и щелочах.

Такое сопоставление показало, что изменение состава среды приводит к изменению облика и свойств кристаллов сульфида цинка.

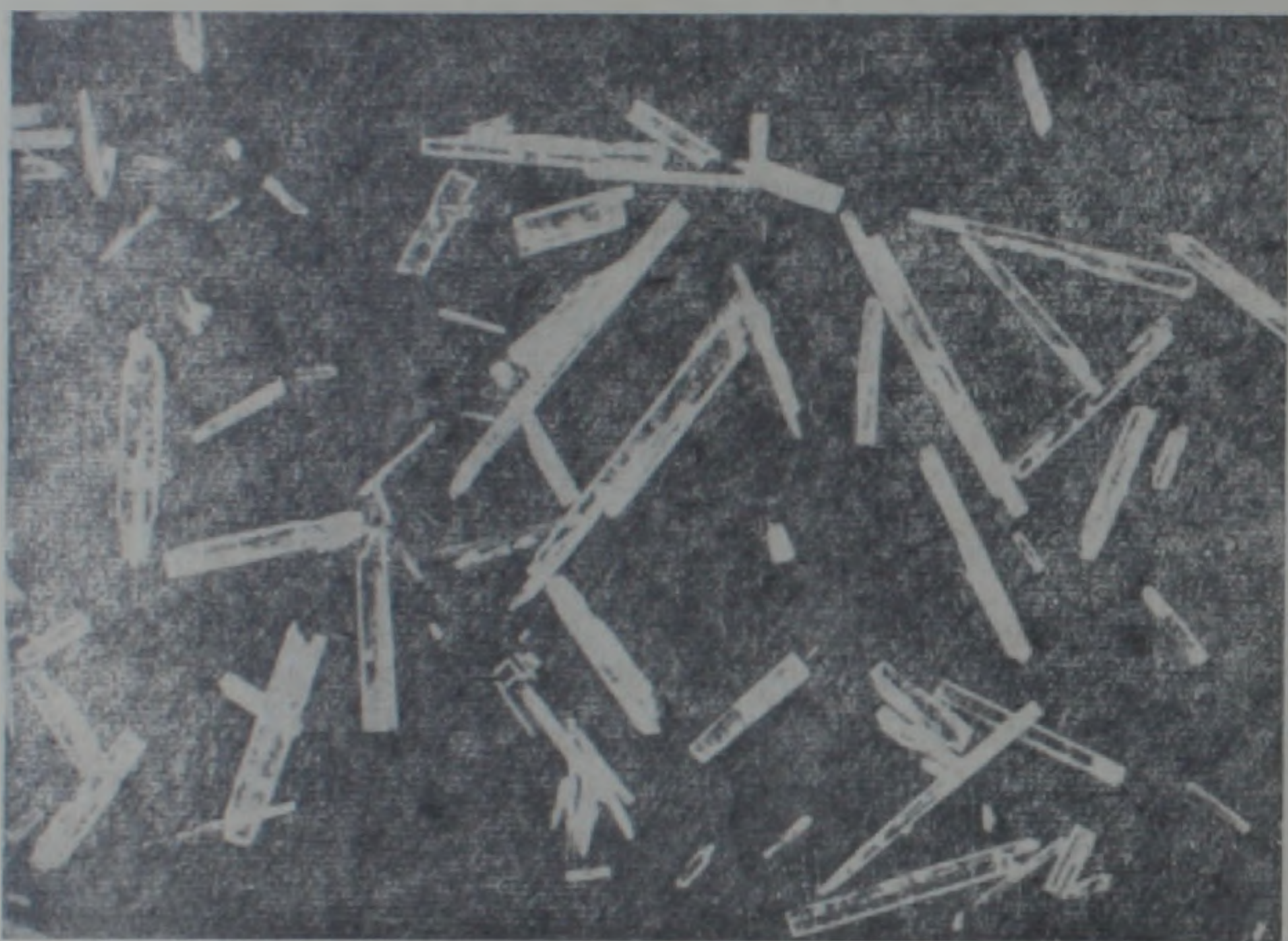
По морфологическим особенностям кристаллы сфалеритов, кристаллизующиеся в кислотах, щелочах и солях, отличаются друг от друга. Кристаллы в основном представляют собой изометрические куботетраэдры, двойники и сростки куботетраэдрических кристаллов. Многообразие форм создается в основном в результате различных соотношений площадей граней куба и тетраэдров, различных срастаний кристаллов и т. д.

Прежде чем описать отличительные особенности кристаллов сфалерита, зависящих от среды, в которой они растут, отметим их общую закономерность роста.

С ростом концентрации растворов, а также с ростом давления, растут более изометричные, с хорошей огранкой кристаллы. Это может быть вызвано тем, что в растворах высокой концентрации сильно возрастает растворимость сернистого цинка и растущий кристалл имеет возможность лучшего снабжения веществом из раствора. С ростом давления кристаллизация значительно замедляется, что, очевидно, вызвано сокращением конвекционного массопереноса и, в свою очередь, препят-

ствуется спонтанному зародышеобразованию, обеспечивая рост отдельных и потому более крупных и изометричных кристаллов [1].

В растворах низкой концентрации (NH_4Cl —1% конц.) кристаллы приобретают игольчатые формы. Размер иголок не превышает 4 мм. Кристаллы имеют вид гексагональных призм с плохо выраженной головкой. Они, в сущности, являются скелетными сложно сдвойникованными кристаллами с вершинной формой роста и удлинены вдоль линии пересечения двойников. В поперечном сечении кристаллы имеют форму шестиугольника, реже треугольника. На боковых гранях заметны ступеньки роста, штриховка (фиг. 1). Электронная микроскопия показала



Фиг. 1. Игольчатые кристаллы сфалерита. Ув. 10.

наличие включений в кристаллах, причем эти включения имеют строго ориентированное расположение, совпадающее с направлением штриховки (фиг. 2). При использовании слабо концентрированных растворов KOH и H_3PO_4 также наблюдаются скелетные формы роста кристаллов.

Химический анализ полученных в разных средах образцов сульфида цинка на содержание цинка и серы показал, что их состав в пределах точности соответствует стехиометрическому составу сфалерита (табл. 1).

Изучение рентгенограмм кристаллов сфалеритов показало, что полученные дебаеграммы идентичны и подтверждают принадлежность кристаллов к кубической модификации¹.

¹ Химические, спектральные и рентгеноструктурные анализы проводились в соответствующих лабораториях ИГН АН Арм. ССР аналитиками О. Бозояном, М. Мартиросяном и Э. Хуршудян. Электронно-микроскопические снимки сделаны в ИГЕМ АН СССР Л. Гороховой. Пользуясь случаем авторы приносят свою благодарность вышеупомянутым лицам.



Фиг. 2. Электронно-микроскопический снимок поверхности игольчатого кристалла сфалерита. Ув. 14000.

Таблица 1

№ проб	Состав раствора	Zn (%)	S (%)
1	NH ₄ Cl	67,00	32,8
X—25	NH ₄ Cl	66,7	32,5
66	NH ₄ Cl	66,9	32,2
4	H ₃ PO ₄	56,57	30,00
14	H ₃ PO ₄	66,5	33,5
184	KOH	67,57	33,20

Гониометрия

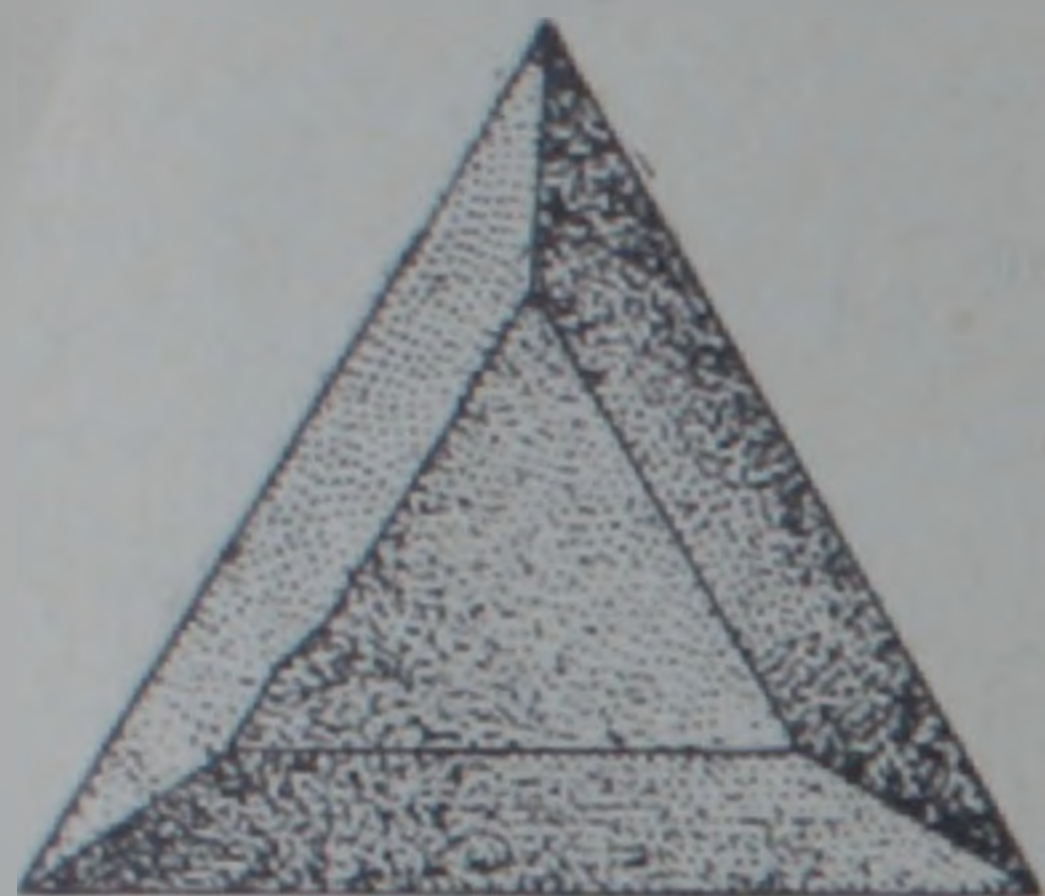
При изучении облика кристаллов сфалерита из всего многообразия наблюдающихся форм мы выделили наиболее характерные и часто встречаемые, краткую характеристику которых приводим ниже. Изучение кристаллов сопровождалось выборочными гониометрическими измерениями, что, в свою очередь, позволило выявить грани редко встречаемых форм.

Кристаллы кубического габитуса. Идеальные кубические кристаллы с острыми ребрами и гладкими гранями чрезвычайно редки, чаще поверхность граней шероховатая, вершины притуплены тетраэдрическими гранями (фиг. 3).

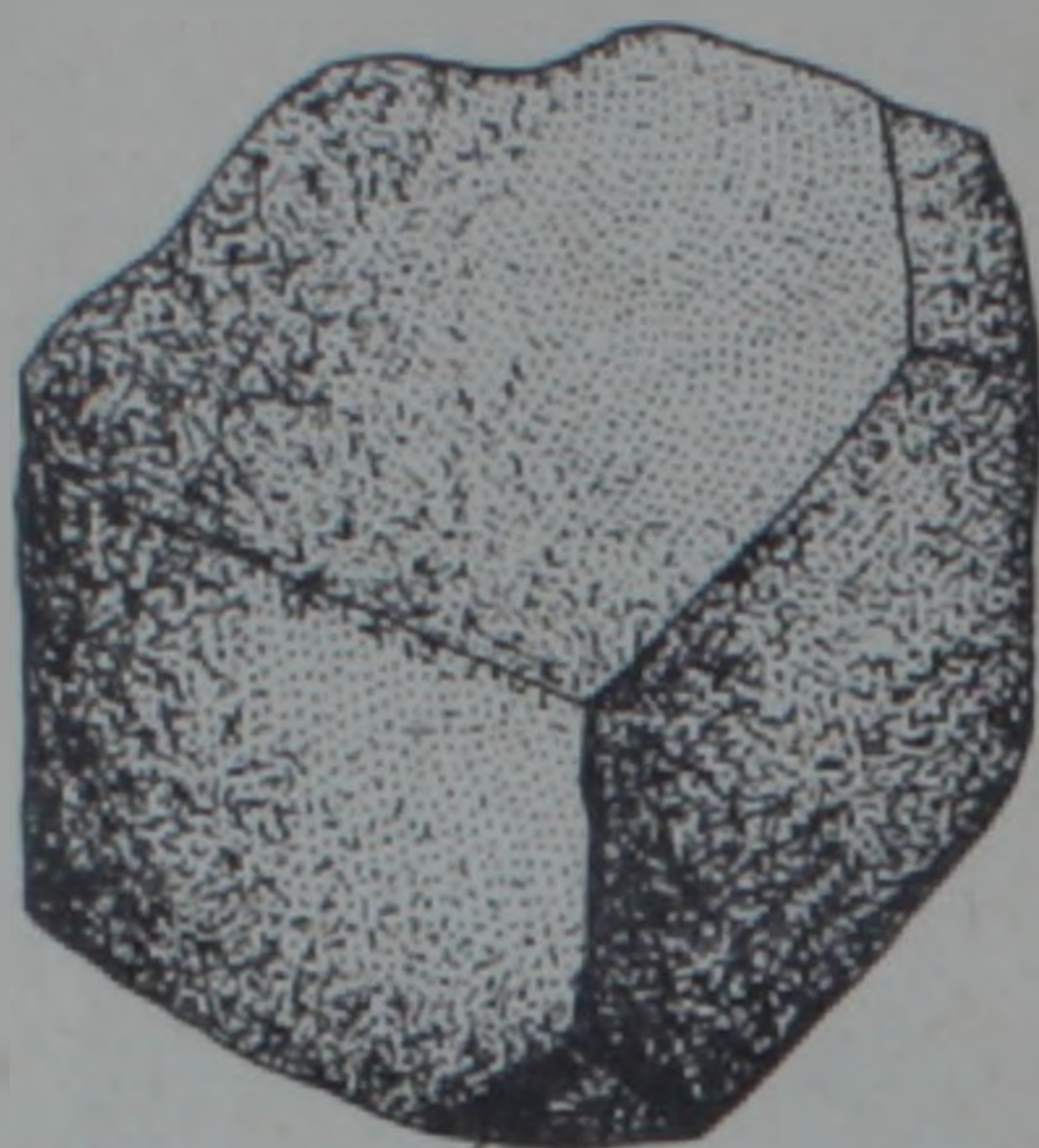
Кристаллы тетраэдрического габитуса встречаются редко. На фиг. 4 приводится кристалл сфалерита тетраэдрического габитуса с незначительно развитыми гранями тригон-тритетраэдра и ромбододекаэдра.

Комбинированные кристаллы представлены преимущественно кристаллами с развитыми гранями тетраэдра и куба. В зависи-

мости от преобладания тех или иных граней, кристаллы сохраняют общую тетраэдрическую или кубическую форму.



Фиг. 3. Кубический кристалл сфалерита. Вершины притуплены тетраэдрическими гранями.



Фиг. 4. Тетраэдр сфалерита.

Таблица 2

$$\rho = \rho_0 - 87^{\circ}56'$$

Обр. 1	ρ_0	Характер сигнала	ρ
1	—	оч. хор.	—
2	115 51	оч. хор.	54 34
3	295 53	оч. хор.	54 53
4	25 38	удовл.	55 00
5	206 00	удовл.	54 44
6	250 10	плохой	90 00
7	340 45	без сигнала	90 00
8	70 51	удовл.	90 00
9	161 17	очень плохой	90 00

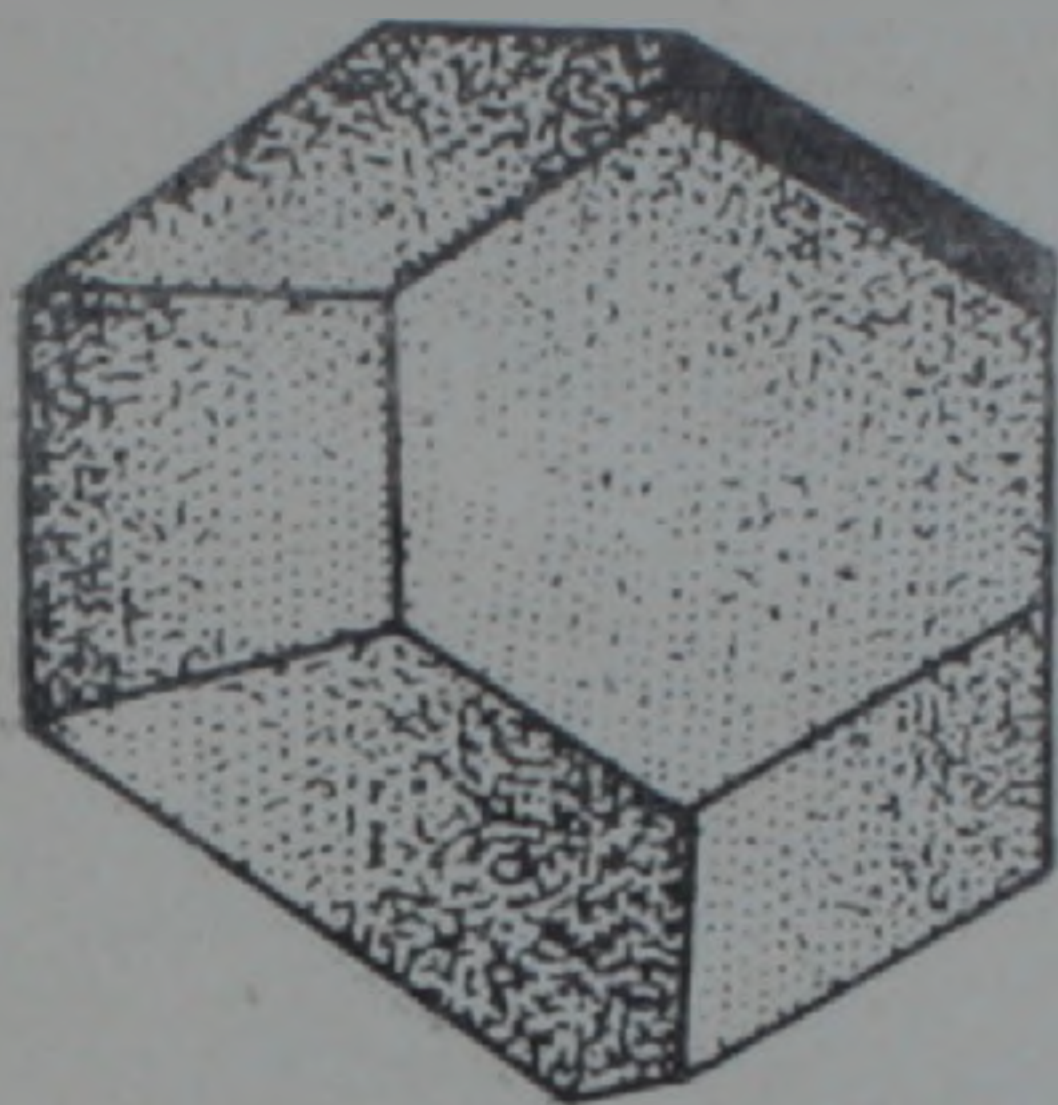
В случаях, когда подложка кристалла параллельна грани (111), то образуется срезанный по (111) куботетраэдр (фиг. 5). В табл. 2 приводится гониометрическая характеристика этого кристалла сфалерита, выращенного в хлористом аммонии. Подобные формы встречены и среди кристаллов сфалерита, выращенных в ортофосфорной кислоте (табл. 3).

Сростки, двойники. Комбинированные кристаллы часто образуют сростки. Повсеместно встречаются сростки двух кристаллов, реже трех. Причем нужно отметить, что индивиды как двойных, так и тройных сростков, срastaются незакономерно и образуют сростки неправильной формы. При срастании кристаллов в различной ориентировке образуются сростки с отрицательными углами. На фигуре 6 приведены характерные примеры параллельного и неправильного срастания осложненных двойникованием куботетраэдрических кристаллов.

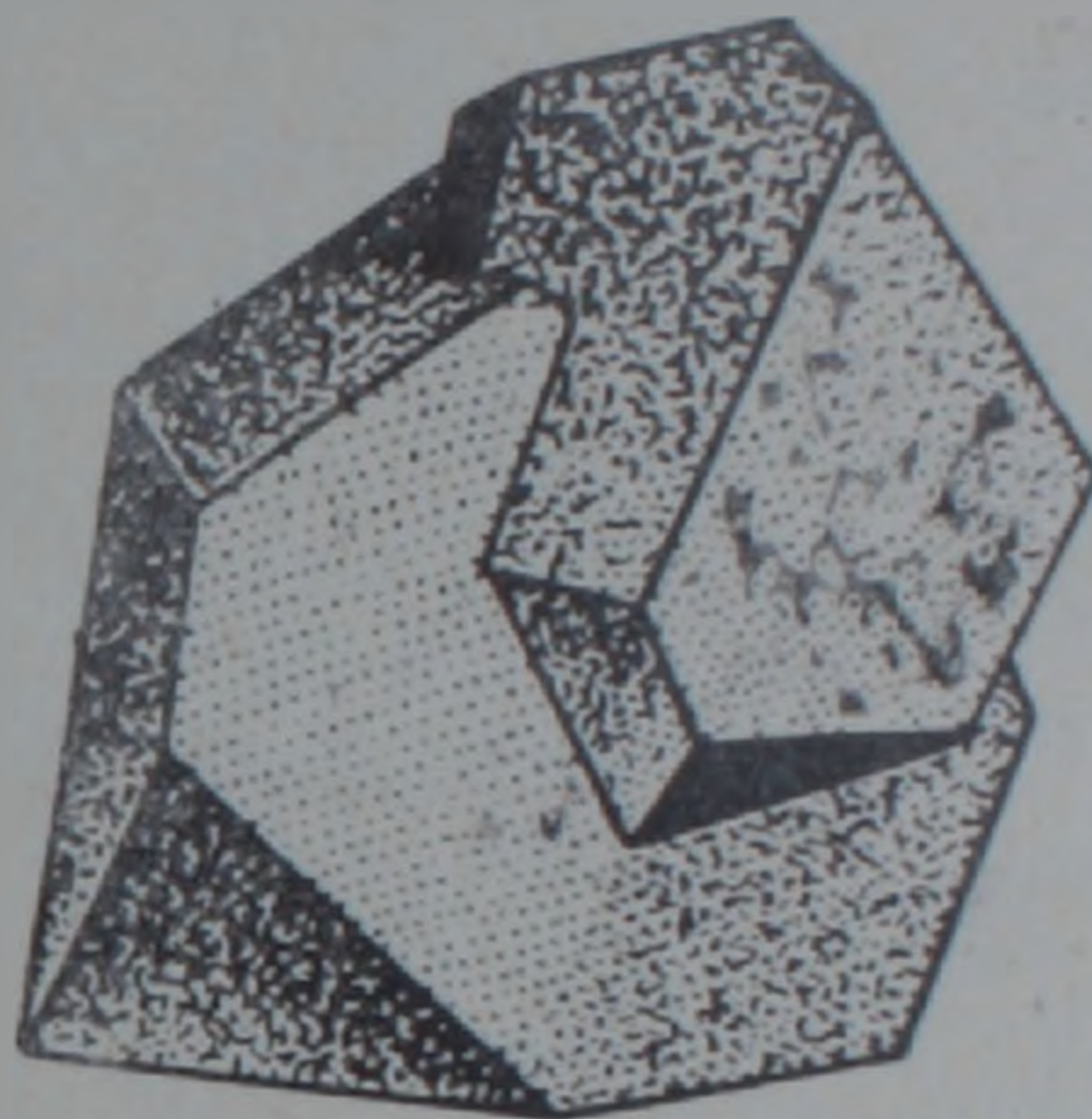
Среди исследованных сфалеритов встречаются двойники срастания и прорастания. Двойниковая ось (111). Ниже в табл. 4 приводится гонио-

метрическая характеристика кристалла-двойника, выращенного в ортофосфорной кислоте.

Из приведенного выше можно заключить, что в растворах хлористого аммония и ортофосфорной кислоты в достаточно широком интервале концентраций образуются в большинстве комбинированные формы кристаллов и двойники.



Фиг. 5. Куботетраэдр сфалерита, срезаемый по (111).



Фиг. 6. Сфалерит. Сrostки двух куботетраэдров.

Таблица 3

$$\rho = \rho_0 - 87^\circ 56'$$

Обр. 4	ρ_0	Характер сигнала	ρ
1	—	хор. $+$	0 00
2	151 30	б) $+$	50 49
	151 30	а)	51 00
3	211 35	хор.	49 44
4	331 00	оч. хор.	54 40
5	331 00	оч. хор.	70 34
6	31 0	оч. хор.	70 26
7	211 15	оч. хор.	70 26
8	31 15	оч. хор.	54 14

Таблица 4

$$\rho = \rho_0 - 87^\circ 56'$$

Обр. 8	ρ_0	Характер сигнала	ρ
1	—	оч. хор.	—
2	232 00	хор.	47 34
3	53 15	удовл.	47 04
4	а) 292 00	четкий, яркий	70 04
5	б) 293 45	сдвоенный	—
5	173 00	хор.	70 19
6	353 16	хор.	70 14
7	323 30	удовл.	55 52
8	262 00	хор.	56 57
9	202 00	удов.	58 22
10	186 50	плохой	55 39
11	233 04	хор.	70 46

Кристаллы, выращенные в щелочной среде, часто имеют изометричную форму с округленными гранями сложных индексов. Двойники встречаются сравнительно редко. Ниже приводится гониометрическая характеристика двух кристаллов сфалерита, выросших в КОН (табл. 5).

Таблица 5

$$\rho = \rho_0 - 87^\circ 56'$$

Обр. 201 4	ρ_0	Характер сигнала	ρ
1	—	хор.	—
2	338 15	оч. хор.	42 29
3	185 12	плохой	42 29
4	97 25	плохой	27 19
5	213 00	оч. хор.	86 04
6	102 45	хор.	86 04

Обр. 6

1	—	хор.	—
2	115 10	удовл.	90 00
3	163 00	удовл.	90 00
4	233 00	плохой	90 00
5	315 17	хор.	90 00
6	64 35	хор.	90 00
7	115 10	плохой ⁺	74 34
8	243 30	плохой	73 04
9	57 25	плохой	26 09
10	189 15	хор.	35 49

Таким образом, мы видим, что кристаллы сфалерита, выращенные в солевых и кислых растворах, по огранке и развитию двойникования близки между собой и, по существу, аналогичны кристаллам, встречаемым в природе. Кристаллы, выращенные в щелочных средах, имеют своеобразную огранку, характеризуемую наличием сферических, округлых граней и сравнительно редко сдвойникованы.

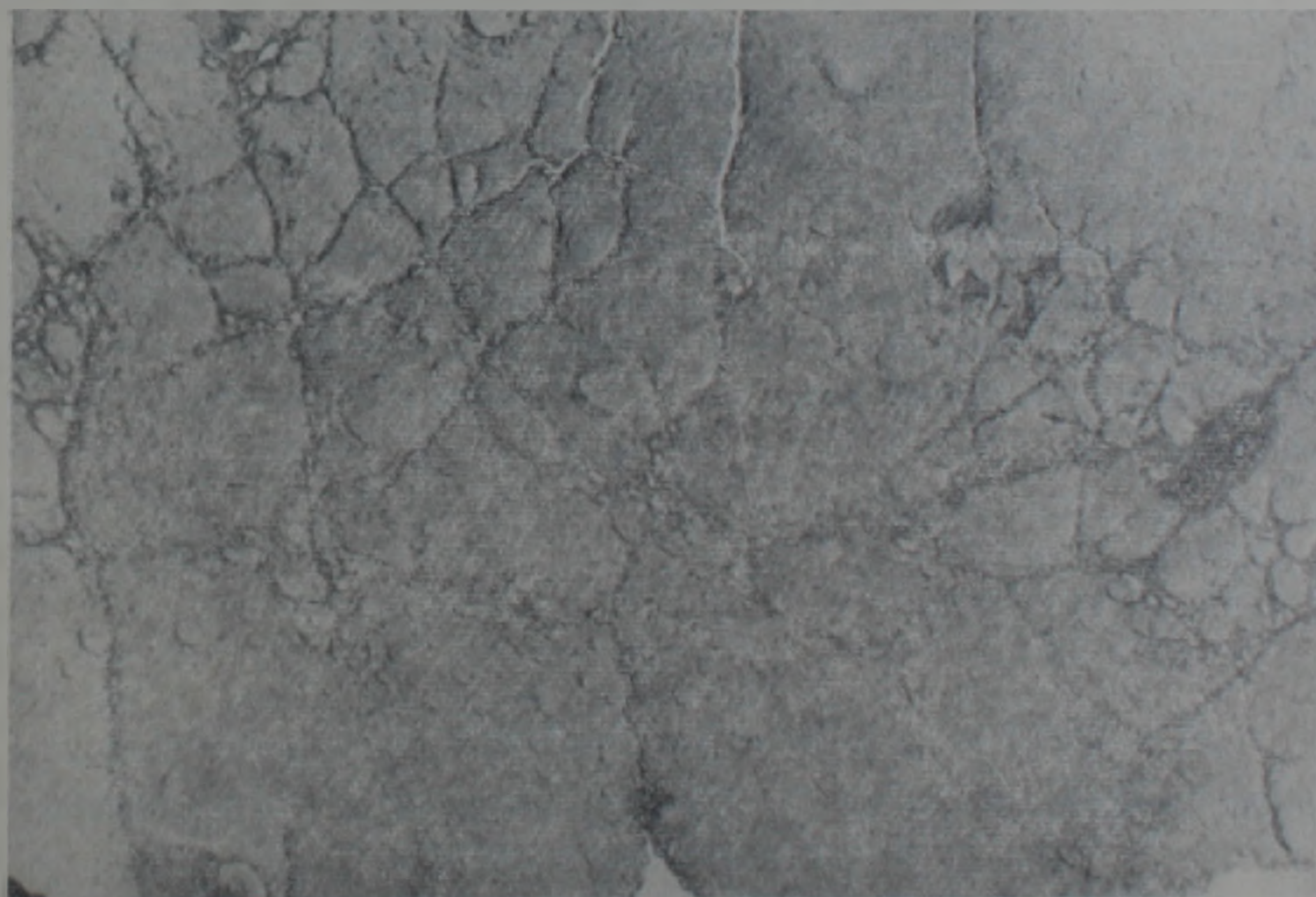
Электронно-микроскопические данные

Снимки с увеличением 24.000 протравленных сколов кристаллов, выращенных в различных средах, выявляют существенное различие их строения.

Кристаллы, полученные в 10% растворе хлористого аммония, как правило, имеют бугристо-ступенчатую поверхность скола, указывающую на наличие неоднородностей структуры. Травление, кроме того, выявляет слоистость материала, которая возможно обусловлена режимом выращивания (фиг. 7) на гладких, совпадающих со спайностью, сколах кристаллов, выращенных в 40% растворе ортофосфорной кислоты. Травление выявляет округлые области, оконтуренные скоплениями примесей (ямки травления) (фиг. 8), которые, по-видимому, концентрировались в углублениях между бугорками роста, как это имеет место у кристаллов кварца. Также по аналогии с кварцем можно ожидать, что эти скопления являются местами зарождения двойников.



Фиг. 7. Электронно-микроскопический снимок скола сфалерита. Ув. 24000, среда роста NH_4Cl —10%.



Фиг. 8. Электронно-микроскопический снимок скола сфалерита. Ув. 24000, среда роста H_3PO_4 —40%.



Фиг. 9. Электронно-микроскопический снимок скола сфалерита. Ув. 24000, среда роста КОН—35%.

Протравленные сколы кристаллов, выращенных в щелочах, выявляют своеобразную структуру. Весьма совершенная поверхность рассечена серией тонких линзовидных прослоев с диагонально слоистым внутренним строением (фиг. 9). Не исключено, что эти неоднородности строения, препятствуя тангенциальному развитию слоев роста на поверхностях граней, ведут к возникновению сферических поверхностей.

Приведенные электронно-микроскопические снимки зримо воспроизводят специфическую дефектность строения кристаллов сфалерита, полученных в различных средах, в общем виде уже замеченную другими способами исследования [2]. Они позволяют проследить причинную связь между условиями роста, тонким строением кристаллов и их морфологией.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР
Институт кристаллографии
АН СССР

Поступила 18.IX.1973.

ՍՎ. Ս. ՄԿՐՏՋԱՆ, Ի. Պ. ԿՈՒՋՄԻԱ, Վ. Ա. ԿՈՒՋՆՅԱՆ, Ա. Ա. ՇՏԵՐՆԵՐԳ
ՑԻՆԿԻ ՍՈՒՋԻՐԻ ԱՐՇԵՍՏԱԿԱՆ ԱՃԵՑՐԱԾ ԲՅՈՒՐԵՂՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈԼՈԳԻԱԿԱՆ
ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Ւ Մ

Ջերմաստիճանային անկման մեթոդով վերանստեցված ցինկի սուլֆիդ-
ների էքսպերիմենտալ ուսումնասիրությունների նպատակն է հղել պարզել

սֆալերիտի բյուրեղների ձևի կախումը լուծույթների կազմից, նրանց կոնցենտրացիայից ու ճնշումից: Զերմաստիճանի՝ որպես բյուրեղների մորֆոլոգիայի որոշիչ ֆակտորի, բացառման նպատակով փորձերը դրվել են միատեսակ ջերմաստիճանային պայմաններում:

Ուսումնասիրությունների արդյունքները ցույց տվեցին, որ միջավայրի կազմի փոփոխությունը հանգեցնում է ցինկի սուլֆիդի բյուրեղների ձևի ու հատկությունների փոփոխություններին: Թթուներում, հիմքերում և աղերում առաջացած ցինկի սուլֆիդի բյուրեղներն ըստ մորֆոլոգիական առանձնահատկությունների միմյանցից տարբերվում են գունավորմամբ ու կրկնաբյուրեղների զարգացմամբ:

Էլեկտրոնա-միկրոսկոպիական ուսումնասիրությունները յուրահատուկ դեֆեկտներ են բացահայտել սֆալերիտի բյուրեղների կառուցվածքում և թույլ են տվել հետամտել բյուրեղների աճի, նուրբ կառուցվածքի ու մորֆոլոգիայի միջև եղած պայմանական կապերը:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кузнецов В. А., Лобачев А. Н. Гидротермальный метод выращивания кристаллов. Кристаллография, т. XVII, вып. 4, 1972.
2. Шалимова К. В., Андрушко А. Ф. Электронно- и рентгенографическое исследование структуры термообработки порошков сульфида кадмия. Кристаллография, т. VII, 1962.

УДК 551.46

Т. Н. КЮРЕГЯН

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Описываемый район расположен на севере Армянской ССР в бассейне рек Уч-Килиса и Лалвар. Несмотря на сложность своего рельефа и большие колебания относительных высот, в целом он характеризуется умеренно континентальным климатом.

Рудное поле охватывает Алавердское, Шамлугское медноколчеданное и Ахтальское колчеданно-полиметаллическое месторождения.

В пределах Алавердского месторождения выделяется два рудоносных горизонта: верхний—сложенный толщей пирокластических пород, содержит штоки богатой колчеданной руды и нижний—представленный вулканическими брекчиями, порфиритами, заключающими в себе жилы и штокверковое оруденение. Последнее в пределах рудного поля контролируется крупным Алавердским меридиональным сбросом.

В геологическом строении Шамлугского медноколчеданного месторождения принимают участие, главным образом, вулканогенные отложения среднеюрского возраста и их пирокластические разновидности. Месторождение приурочено к северному крылу Дебедской брахиантиклинали.

Ахтальское барит-полиметаллическое месторождение сложено вулканогенными породами средней юры, кварцевыми порфирами и перекрывающей их мощной толщей порфиритов и их туфобрекчий. Рудные тела на месторождении представлены, в основном, плоскими линзами, гнездами и жилами.

Общая зараженность пород рудного поля сульфидами, большое распространение трещин всех генетических типов, разработанность месторождений благоприятствуют развитию процессов окисления вглубь месторождений и выносу микроэлементов за их пределы. На протяжении ряда лет в пределах этих месторождений проводились гидрогеологические и гидрохимические работы А. И. Германовым, Н. И. Долухановой, В. А. Аветисяном.

Автором с 1967 по 1969 гг. были проведены гидрогеохимические исследования с акцентом на изучение поведения галлия, иттрия, иттербия в подземных водах месторождений.

Подземные воды, в основном, опробовались нами в штольнях и, за редким исключением, в устьях горных выработок. Выделяются 4 типа таких вод: I — $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na—Ca}$, реже Ca—Na—Mg ; II — $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg—Na}$, реже Na—Ca ; III — $\text{SO}_4\text{—Na—Ca—Mg}$; IV — $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Mg—Ca}$. I тип вод формируется в порфиритах, туфобрекчиях,

порфиритах и кварцевых порфиритах. II тип характерен для всех разновидностей пород рудного поля. Воды III и IV типа характерны для зоны гипергенеза месторождений и хорошо отражают окислительные процессы.

Подземные воды Алавердской группы месторождений, в основном, слабокислые, реже — кислые.

Одним из важных факторов, определяющих физико-химические условия природной среды, является окислительно-восстановительный потенциал, который обуславливается наличием в природных водах повышенных количеств потенциалзадающих элементов и их комплексных соединений с переменной валентностью.

Нами были проведены замеры E_h и pH , в основном, на трех горизонтах выработок каждого месторождения. Определения велись на потенциометре ППМ-03М с комбинированным платиновым и стеклянным электродами, где электродом сравнения служил хлор серебряный.

Показатели E_h колеблются в пределах от +96 мв до +700 мв, что говорит о циркуляции опробованных нами вод в зоне активного водообмена. pH исследуемых вод колеблется от 2,0 до 7,5.

Для выбора такого метода анализа, который позволил бы определить в воде наиболее широкий круг элементов, отражающих геохимическую обстановку исследуемых рудных участков, нами производилось концентрирование микроэлементов по известным методикам: 1) соосаждение с гидроокисью алюминия; 2) соосаждение с сульфидом кадмия; 3) получение сухого остатка; 4) концентрирование микроэлементов на смешанном сорбенте [1]. Спектрохимические и химические анализы были выполнены в лаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиками Г. Мкртчяном и Р. Тунянц.

При сопоставлении результатов анализов выявилось, что наибольшее количество микроэлементов было определено при применении комбинированного сорбента — хлорлигнин + активированный уголь марки БАУ [4].

Таким образом, этим методом в подземных водах исследуемого рудного района нами были установлены следующие микроэлементы: Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, Mo, Ni, Co, Cr, Ba, Sr, Ga, Y, Yb, Be, Sn, причем Cu, Zn, Pb, Ag, Cr, Ba, Sr встречаются часто, почти в 100% проб; встречаемость Ni, Zr, Sn, Ga, Y — колеблется от 60 до 80%, а для Cd, Mo, Co, Yb, Be она меньше 35%. Надо отметить, что редкие элементы фиксировались только при применении смешанного сорбента.

Поведение редких элементов (Ga, Y, Yb) в водах Алавердской группы месторождений нами решалось в плане выяснения их форм миграции.

Вопросом образования комплексов в природных водах занимались А. С. Брусилловский, Г. А. Волков, С. Р. Крайнов, Г. А. Голева, А. К. Лисицын, Гаррелс, Латимер и др.

Основываясь на опыте предыдущих исследователей, нами впервые в подземных водах сульфидных месторождений Арм. ССР были вычис-

лены неорганические комплексы упомянутых элементов, с помощью термодинамических расчетов [5].

Формы миграции элементов рассчитывались выборочно, что объясняется рядом гидрохимических причин (химический состав вод, ионная сила раствора, pH, тип месторождения и др.).

Для того, чтобы решить с какими аддентами рассматриваемые редкие элементы образуют комплекс, химическим путем определялся анионный состав исследуемых вод, который показал наличие Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- и в очень незначительных количествах в некоторых пробах — фтора (табл. 2).

Взаимосвязь между концентрациями комплексного иона, свободных лигандов и комплексообразователя определяется соответственно закону действующих масс формулой:

$$k = \frac{M \cdot A^n}{MA_n}$$

Зная константы нестойкости комплексного иона (табл. 1) и основные лиганды, по формуле, предложенной Г. А. Волковым,

$$\sum M = [M^k] + \sum [(MA_m^n)^{k+mn}]$$

можно определить процентное содержание комплексообразователя в водном растворе. В приведенной формуле $\sum M$ и $[M^k]$ — соответственно равны грамм-ионной (в случае ионов) концентрации комплексообразователя и незакомплексованной части иона с зарядом «к».

Таблица 1

Константы нестойкости комплексных соединений рассматриваемых редких элементов

Компоненты	Реакции равновесий	Констан- ты не- стойкости	Авторы
$[\text{Ga}(\text{OH})^+]$	$\text{Ga}^{3+} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Ga}(\text{OH})^{2+}$	10^{-11}	Ю. Ю. Лурье, 1965 г.
$[\text{Ga}(\text{OH})_2^+]$	$\text{Ga}(\text{OH})^{2+} + \text{OH}^- \rightleftharpoons \text{Ga}(\text{OH})_2^+$	$2 \cdot 10^{-11}$	.
$[\text{Y}\text{SO}_4^+]$	$\text{Y}^{3+} + \text{SO}_4^{2-} \rightleftharpoons \text{Y}\text{SO}_4^+$	$3.4 \cdot 10^{-4}$	К. Б. Яцимирский, 1959 г.
$[\text{Yb}\text{SO}_4^+]$	$\text{Yb}^{3+} + \text{SO}_4^{2-} \rightleftharpoons \text{Yb}\text{SO}_4^+$	$2.6 \cdot 10^{-4}$	.

$\sum [(MA_m^n)^{k+mn}]$ — суммарная концентрация комплексных ионов с лигандом, имеющих число и заряд m и n .

Константы нестойкости комплексного иона $(MA_m^n)^{k+mn}$ будут выглядеть так:

$$k = \frac{[M^k] \cdot [A^n]^m \gamma_k \gamma_n^m}{[(MA_m^n)^{k+mn}] \gamma_{k+mn}}$$

где γ_k , γ_n^m и γ_{k+mn} — соответственно равны коэффициентам активности комплексообразования, свободных лигандов и комплексного иона.

$[A_m^n]$ — концентрация свободных лигандов с числом (где m представлено: Cl^- , J^- , SO_4^{2-} и другими аддентами).

Формы миграции галлия

Галлий принадлежит к 3 группе периодической таблицы Менделеева. Для него возможны три валентных соединения (I, II, III), однако, только последнее наиболее устойчиво и существует в растворах. По своим свойствам галлий очень сходен с алюминием. Сравнительно высокое содержание галлия встречается в сфалерите (от следов до 0,1%). В других сульфидных минералах галлий наблюдается нерегулярно и в значительно меньших количествах.

При выборе неорганических комплексов галлия учитывались: ионная сила, водородный показатель, анионный состав вод, константы нестойкости и тип месторождений.

Определение комплексов галлия велось на основании известных уравнений общего баланса элемента в водных растворах и констант нестойкости.

Анализ показал, что галлий в изучаемых водах одинаково часто встречается как в водах полиметаллических, так и медноколчеданных месторождений и содержания его колеблются от 0,004 до 0,2 мг/л.

В подземных водах обоих генетических типов исследуемых месторождений галлий существует в виде свободного иона галлия и его двух гидроксильных комплексов. Из возможных комплексов галлия в статье не фигурируют фторкомплексы, из-за практического отсутствия фтора в водах (следы фтора отмечены в трех пробах: 14, 24, 46).

Расчет форм миграции велся по следующей формуле:

$$\Sigma Ga = [Ga^{3+}] + [Ga(OH)^{2+}] + [Ga(OH)_2^+].$$

Значение $[OH^-]$ определяется из общеизвестного уравнения ионного произведения воды при температуре 18°C

$$k_w = [OH^-] \cdot [H^+] \gamma_1^2 \quad k_w = 0,6 \cdot 10^{-14}.$$

Преобразовав уравнение и введя соответствующие величины, получаем:

$$\Sigma Ga = [Ga^{3+}] \left(1 + \frac{0,7 \cdot 10^{-3} \gamma_1^3}{[H^+] \gamma_1 \gamma_2} + \frac{0,3 \cdot 10^{-6} \gamma_1^3}{[H^+]^2 \gamma_1^3} \right).$$

Решив в каждом конкретном случае уравнение и принимая $\Sigma Ga = 100\%$, получим содержание каждого комплекса в % от ΣGa (табл. 2).

Если в водах медноколчеданных месторождений доминирующее положение по встречаемости занимает комплекс $[Ga(OH)_2^+]$ (от 70 до 100%), затем идет $[Ga(OH)^{2+}]$ (от 0,2 до 28,5%), то в водах Ахталы галлий представлен только одним комплексом.

Сопоставляя концентрации свободных ионов $[Ga^{3+}]$ и минерализацию вод, наблюдаем общую тенденцию к увеличению его содержания.

Таблица 2

Основные формы миграции галлия, иттрия, иттербия в подземных водах некоторых медноколчеданных и полиметаллических месторождений Северной Армении

Тип месторож- дений	Наименование месторождения	№ проб	Типы воды	Основные характери- сти- ки водных проб				Содержание редких элемен- тов в водах, мг/л			Содержание вероятных форм мигра- ции редких элементов в %							
				общая ми- нерализа- ция, г/л	Eh (+мв)	pH	Ионная сила	Галлий	Иттрий	Иттербий	[Ga ³⁺]	[Ga(OH) ₂ ⁺]	[Ga(OH) ₂ ⁺]	[Y ³⁺]	[YSO ₄ ⁺]	[Yb ³⁺]	[Yb SO ₄ ⁺]	[SO ₄ ²⁻] г-ион/л 1·10 ⁻³
Медноколчеданный	Шамлуг	3	HCO ³ —SO ⁴ —Ca—Mg	0,9	250	6,0	0,01	0,009	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—
		4	SO ⁴ —HCO ³ —Na—Ca	1,4	100	4,3	0,054	0,006	—	—	1,56	9,5	88,5	—	—	—	—	—
		8	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,9	96	5,3	0,084	0,020	—	—	—	0,9	99,1	—	—	—	—	—
		9	HCO ³ —SO ⁴ —Ca—Na	0,8	96	5,6	0,031	0,010	0,03	—	—	3,4	96,6	36,5	61,5	—	—	3,9
		14	HCO ³ —SO ⁴ —Ca—Mg	0,7	100	4,0	0,026	0,008	—	—	1,0	2,0	97,0	—	—	—	—	—
		15	SO ⁴ —Na—Ca	0,7	270	3,7	0,026	0,200	0,16	—	1,3	28,5	70,2	49,2	50,6	38,3	61,3	2,6
		24	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na—Mg	5,3	300	3,7	0,22	—	0,05	—	—	—	2,4	97,2	—	—	—	72,8
		39	—	1,2	290	6,8	0,05	0,200	0,02	—	—	0,5	99,5	32,1	67,5	—	—	9,1
	Алаверди	70	SO ⁴ —Ca—Mg	2,4	270	6,6	0,1	0,08	0,10	сл.	—	0,5	99,5	3,7	96,0	—	—	30,2
		71	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,1	280	6,8	0,04	0,02	—	—	—	0,2	99,8	—	—	—	—	—
		75	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	0,8	220	6,9	0,03	0,08	0,07	0,007	сл.	—	100,0	27,2	72,0	22,2	77,7	6,1
		76	SO ⁴ —Na—Ca	1,6	320	4,4	0,06	0,02	0,30	сл.	—	—	100,0	18,1	81,8	—	—	20,8
		77	SO ⁴ —Na—Mg	2,4	210	7,1	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Полиметаллический	Ахтала	41	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	0,8	360	7,5	0,03	0,9	0,1	сл.	—	—	—	37,0	63,1	—	—	3,9
		42	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,3	390	7,0	0,06	0,02	0,3	0,02	0,001	—	100,0	26,3	73,6	21,7	78,2	12,9
		43	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	0,8	380	6,8	0,04	0,004	0,4	0,05	—	—	100,0	25,0	75,0	21,2	78,7	8,7
		44	SO ⁴ —Na—Ca	3,7	610	2,0	0,1	сл.	0,15	—	—	—	—	26,3	73,7	—	—	28,3
		45	SO ⁴ —Na—Ca	3,2	700	2,0	0,1	сл.	0,04	—	—	—	—	19,0	81,5	—	—	42,8
		46	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,4	110	7,5	0,06	0,004	0,02	—	—	—	100,0	23,8	76,2	—	—	14,8
		47	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,1	180	7,6	0,04	0,04	0,01	—	—	—	100,0	22,2	77,7	—	—	10,6
		49	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,2	60	7,8	0,06	0,01	0,02	—	—	—	100,0	30,0	70,0	—	—	10,8
		50	SO ⁴ —HCO ³ —Na—Ca	1,0	140	7,5	0,04	0,01	0,2	0,03	—	—	100,0	23,2	76,8	19,2	80,7	9,8
		51	SO ⁴ —HCO ³ —Ca—Na	1,1	160	7,3	0,04	—	0,05	—	—	—	—	23,2	76,7	—	—	9,9
		53	HCO ³ —SO ⁴ —Ca—Na	0,7	240	6,8	0,02	0,006	0,01	0,006	—	—	100,0	40,0	60,0	33,3	66,6	2,9
		54	SO ⁴ —HCO ³ —Na—Ca	0,7	370	6,6	0,02	—	0,01	—	—	—	—	25,0	75,0	—	—	5,6
		55	HCO ³ —SO ⁴ —Ca—Na	0,7	320	7,5	0,02	0,01	0,06	0,005	—	—	100,0	41,6	58,3	34,5	65,5	2,7
		59	SO ⁴ —Ca—Mg—Na	3,3	530	2,5	0,14	0,02	0,4	0,003	93,3	6,5	0,1	25,6	74,0	25,6	72,2	43,7
		60	SO ⁴ —Ca—Na—Mg	3,0	450	2,4	0,15	—	0,05	сл.	—	—	—	30,3	69,6	—	—	35,0

При рассмотрении вопроса, с точки зрения комплексообразования галлия, наблюдается следующая картина:

а) Содержание комплекса $[\text{Ga}(\text{OH})_2^+]$ зависит от ионной силы раствора, наблюдается накопление процентного содержания этого комплекса до $\mu = 0,08$. При значении $\mu > 0,08$ — процентное содержание резко понижается. Очевидно, это объясняется тем, что в подземных водах при низких значениях pH увеличивается минерализация, с последующим убыванием гидроксильного аниона.

б) С комплексом $[\text{Ga}(\text{OH})_2^+]$ наблюдается обратная зависимость: с увеличением ионной силы воды уменьшается процентное содержание комплекса.

в) При увеличении pH — увеличивается процентное содержание комплекса $[\text{Ga}(\text{OH})_2^+]$, причем до pH 6 — увеличение идет резко, а больше 6 — этот комплекс превалирует над остальными.

Формы миграции иттрия

Иттрий — гомолог трехвалентного лантана и по своим химическим свойствам относится к лантаноидам.

Кларк иттрия $2,8 \cdot 10$ вес % (иттрия в земной коре больше, чем свинца). В природе встречается совместно с редкоземельными элементами иттриевой подгруппы, а также в некоторых минералах цериевой подгруппы.

В исследуемых водах содержание иттрия колеблется от 0,01 до 0,4 мг/л.

Из возможных форм миграции иттрия во всех описываемых водах последний существует в виде свободного иона, гидроксильного и сульфатного комплексов. Остальные формы миграции отсутствуют из-за причин, приведенных выше.

Гидрокомплекс иттрия $[\text{YOH}^{2+}]$ получен нами при соответствующих расчетах, в очень малых количествах: содержание $[\text{YOH}^{2+}]$ равно или меньше 0,1 %, поэтому мы сочли нецелесообразным представить эти данные, т. к. они ни практического, ни теоретического значения не имеют.

Расчеты форм миграции велись по схеме:

$$\Sigma Y = [Y^{3+}] + [YOH^{2+}] + [YSO_4^+].$$

После соответствующих преобразований расчетная формула выглядит следующим образом:

$$\Sigma Y = [Y^{3+}] \cdot \left(1 + \frac{[\text{SO}_4^{2-}] \gamma_2 \gamma_3}{3,4 \cdot 10^{-4} \gamma_1} \right).$$

Независимо от типа месторождений, доминирующей формой миграции иттрия является сульфатный комплекс $[YSC_4^+]$, процентное содержание которого колеблется от 50 до 97 % от общего его содержания (табл. 2). Полученный материал позволяет нам предположить, что величина комплексов не зависит от изменений pH (в нашем случае pH

встречается в пределах от 2,4 до 7,5), тогда как с увеличением ионной силы растет их процентное содержание.

Формы миграции иттербия

Содержание иттербия в исследуемых водах находится в пределах от следов до 0,03 мг/л.

Исходя из упомянутых выше гидрогеохимических условий описываемого района, вероятно, возможными формами миграции иттербия в изучаемых водах являются его сульфатный комплекс и свободный ион.

Термодинамические расчеты велись по формуле:

$$\Sigma Yb = [Yb^{3+}] + [YbSO_4^+].$$

После преобразования формула выглядит так:

$$\Sigma Yb = [Yb^{3+}] \left(1 + \frac{[SO_4^{2-}] \gamma_3 \gamma_2}{2,6 \cdot 10^{-4} \gamma_1} \right).$$

Из полученных данных видно, что преобладающей формой миграции иттербия, независимо от типа вод и типа месторождения, является свободный ион иттербия, содержание которого колеблется от 98,6 до 99,0% от общего его содержания. По нашим данным, процентное содержание комплекса $[YbSO_4^+]$ и свободного иона иттербия не зависит от увеличения ионной силы воды и водородного показателя (табл. 2).

В ы в о д ы

1. При концентрировании микроэлементов на смешанном сорбенте в водах был обнаружен широкий круг микроэлементов, а также редкие элементы: галлий, иттрий, иттербий. Показатели Eh этих вод колеблются в пределах от +96 до 700 мв, а pH находится в пределах от 2,0 до 7,8.

2. Основываясь на опыте ряда исследователей, нами с помощью термодинамических расчетов были впервые в подземных водах сульфидных месторождений Армянской ССР определены неорганические комплексы некоторых редких элементов (галлия, иттрия, иттербия). Выбор комплексов элементов исходил из гидрогеохимических условий района (pH, Eh, химический состав вод, ионная сила раствора, константы нестойкости и тип месторождений).

3. Галлий в водах исследуемого района одинаково часто встречается в обоих типах месторождений в количестве от 0,006 до 0,2 мг/л. В подземных водах медноколчеданных месторождений доминирующее положение занимает комплекс $[Ga(OH)_2^+]$, в водах полиметаллического месторождения галлий представлен только комплексом $[Ga(OH)_2^+]$. Наблюдается повышение процентного содержания комплекса $[Ga(OH)_2^+]$ в зависимости от ионной силы до величины $\mu = 0,08$. При ионной силе больше 0,08—процентное содержание комплекса $[Ga(OH)_2^+]$ резко понижается в водах. Последнее, вероятно, объясняется тем, что при пони-

жении pH увеличивается минерализация вод с последующим убыванием гидроксильной группы. Содержание комплекса $[Ga(OH)^{2+}]$ уменьшается с увеличением ионной силы. С повышением pH увеличивается содержание комплекса $[Ga(OH)_2^+]$, причем при $pH=6$ этот комплекс превалирует над остальными формами миграции галлия.

4. Иттрий фиксируется в водах обоих типов месторождений и величина его колеблется от 0,01 до 0,44 мг/л. Формы миграции иттрия представлены свободным ионом и его сульфатным комплексом. По частоте встречаемости: $[YSO_4^+] > [Y^{3+}]$. Процентное содержание сульфатного комплекса иттрия не зависит от величины водородного показателя, тогда как с увеличением ионной силы повышается его процентное содержание.

5. Содержание иттербия в описываемых водах колеблется от 0,003 до 0,05 мг/л. Иттербий в подземных водах находится в виде свободных ионов и сульфатного комплекса. Однако превалирующей формой миграции (от 61,3 до 80,7%), независимо от типа вод и типа месторождений, является сульфатный комплекс иттербия.

6. Наиболее активными миграционными способностями в описываемых водах обладают комплексы галлия, иттрия (в обоих типах месторождений) и иттербия в подземных водах Ахтальского полиметаллического месторождения. Характер поведения указанных редких элементов (галлия, иттрия и иттербия) в подземных водах Алавердской группы месторождений дает нам основание рекомендовать их изучение при гидрогеохимических исследованиях, являющихся составной частью геолого-поисковых работ.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.IV.1971.

Տ. Ն. ԿՅՈՒՐԵՂՅԱՆ

ԱՎԱԿԵՐԴՈՒ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՍՏՈՐԵՐԿՐՅԱ ԶՐԵՐՈՒՄ ՀԱԶՎԱԳՅՈՒՏ
ՏԱՐՐԵՐԻ ՎԱՐՔԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՅԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հիմնվելով մի շարք հետազոտողների փորձի վրա ՀՍՍՀ-ի սուլֆիդային հանքավայրերի ջրերում առաջին անգամ որոշվել են Ga, Y, Yb անօրգանական կոմպլեքսները թերմոդինամիկական հաշվարկների միջոցով: Կոմպլեքսների ընտրության նպատակահարմարությունը հիմնված է շրջանի հիդրոգեոքիմիական պայմանների վրա (pH, Eh, ջրերի քիմիական բաղադրությունը, իոնային ուժը, և հանքավայրերի բնույթը):

Նշված տարրերի միգրացիայի ձևերն ունեն գործնական մեծ նշանակություն:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бродская Н. И. Концентрирование широкого круга микрокомпонентов из природных вод на смешанном сорбенте с последующим спектральным определением. ВИТР Обмен опытом, в 55, 1962.
2. Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. Гидро-геохимические материалы, т. 35, 1963.
3. Кюрегян Т. Н., Аракелян Г. Б. Некоторые особенности форм миграции меди в рудничных водах Алавердской группы месторождений. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
4. Кюрегян Т. Н., Аракелян Г. Б. Применение различных спектрохимических методов анализа при определении металлов в рудничных водах Шамлугского медноколчеданного месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
5. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. «Недра», М., 1965.
6. Яцимирский К. Б., Костромина Н. А., Щека З. А., Давиденко Н. А., Крисс Е. Е., Ермоленко В. И. Химия комплексных соединений редкоземельных элементов. Изд. АН УССР, К., 1966.
7. Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений. Изд. АН СССР, М., 1959.

УДК 911.3.711

М. Т. МКРТЧЯН

ПРОИЗВОДСТВО СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ В СТРУКТУРЕ ЕРЕВАНСКОГО ПРОМЫШЛЕННОГО УЗЛА

В структуре системы цикла строительной индустрии можно выделить два неразрывно связанных основных блока—производство строительных материалов и процесс строительства, причем деятельность первого из них определяет объем и темпы развития второго. Поэтому исследование структуры, функционирования и регулирования производства строительных материалов территориальных систем является весьма актуальным.

В директивах XXIV съезда КПСС указано: «Существенные изменения необходимо внести в структуру производства строительных материалов, изделий с высокой заводской готовностью, теплоизоляционных материалов, а также санитарно-технического оборудования повышенного качества для нужд жилищно-гражданского и производственного строительства» [1].

В системе производственно-территориального комплекса Армянской ССР Ереванский промышленный узел является наиболее мощным в республике территориально-производственным комплексом со сложными сочетаниями крупных промышленных и других производств, объединенных общей системой электро-водо-газоснабжения [2].

Ереванский промышленный узел, несмотря на относительно небольшую территорию (около 8% общей площади республики), сосредоточивает более 41% ее населения, 58% промышленных рабочих, свыше половины промышленно-производственных основных фондов и производит более 63% стоимости валовой промышленной продукции Армянской ССР. Кроме столицы Ереван он включает значительные промышленные населенные пункты—Абовян, Эчмиадзин, Аштарак, Арташат, Нор-Ачин, Арзни и расположенную между ними систему сельских поселений [3]. Иначе говоря Ереванский промышленный узел является ядром производственно-территориального комплекса Армянской ССР.

Естественно, промышленность строительных материалов в Ереванском промышленном узле имеет большое значение, обеспечивая его промышленное и культурно-жилищное строительство необходимыми материалами.

В структуре промышленности строительных материалов узла, как одной ведущей из составных частей цикла строительной индустрии республики, можно выделить три основные стадии технологического процесса: 1) добыча и первичная обработка минерально-строительного сырья; 2) производство массовых строительных материалов; 3) производство сборных железобетонных конструкций и изделий. При этом сле-

дует отметить, что Ереванский промышленный узел, занимая небольшую территорию, выделяется богатыми, но с довольно однообразным ассортиментом, минерально-строительными ресурсами. В узле сосредоточено 34,3% разведанных запасов туфа республики (Аштаракский, Абовянский, Эчмиадзинский административные районы). Разведанные запасы заполнителей на территории узла по промышленной категории составляют 20 млн. куб. м. (наиболее крупное месторождение—Джраберское—находится в Абовянском районе). Вблизи Еревана находятся значительные месторождения базальта (Спандарянское, Паракарское, Норкское) с запасами промышленной категории около 87,3 млн. куб. м.

На базе соответствующих ресурсов в Ереванском промышленном узле, естественно, сложилась и первая стадия производства строительных материалов. Основным поставщиком стенового камня и заполнителей для потребностей Еревана является трест «Ернеруд», объединяющий 19 карьеров, 11 из которых находятся на территории узла. Суммарная производительность карьеров этого треста в 1970 г. составила 53 тыс. куб. м. туфа грубого скола и 2,2 млн. куб. м. заполнителей. Карьеры указанного треста преимущественно небольшой мощности с объемом добычи камня 30—15 тыс. куб. м. в год, исключением является Джраберский карьер, где объем добычи достигает свыше 1,5 млн. куб. м. Камень добывается в основном вручную, так как из-за гористого рельефа местности и высокой прочности каменной породы организация механизированной добычи пильного камня вызывает затруднения [4].

По стоимости валовой продукции первое место занимает Джраберский песочный и щебеночный карьер. Он в 1970 г. выпускал 651,1 тыс. куб. м. литоидного песка и 617,7 тыс. куб. м. литоидного щебня, обслуживая в основном заводы сборных железобетонных конструкций и изделий и строительные организации Еревана. Спандарянский дробильносортировочный завод, имея более высокий уровень механизации, производит 213,0 тыс. куб. м. базальтового щебня. Этот завод почти полностью удовлетворяет потребности строительства Араратского, Севан-Агстевского и Придебедского экономических районов республики.

В структуре производства строительных материалов в республике доля Ереванского промышленного узла в добыче и первичной обработке строительных материалов составляет 5,7% (по показателю валовой продукции).

Вторая стадия промышленности строительных материалов в Ереванском промышленном узле—производство массовых строительных материалов (гажа, бетон, раствор, мраморные изделия, пиломатериалы, столярные изделия) составляет 37,5% к общей стоимости валовой продукции республики. Наиболее крупными предприятиями являются комбинаты местных строительных материалов, керамических изделий, столярных изделий, «Армрамор», асфальтобетонные заводы и ряд комбинатов строительных изделий различных министерств и ведомств. Общее число предприятий по производству массовых строительных материалов:

Таблица 1

Добыча и первичная обработка минерально-строительного сырья
Ереванского промышленного узла за 1970 год

Наименование предприятий и карьеров	Местона- хождение	Доля валовой продукции в % к ее общей стоимости в узле	Доля промышленно-производствен- ного персонала в % к ее общей численности в узле	Доля фонда заработной платы в % к ее общей стоимости в узле	Доля промышленно-производствен- ных основных фондов в % к ее общей стоимости в узле
Первая стадия всего узла		100,0	100,0	100,0	100,0
в т. ч.					
Спандарянский дробильно-сорт. з-д	Ереван	12,0	11,2	9,3	46,8
Джаберский песочн. и щебен. карьер	Абов. р-н	28,2	20,7	15,1	11,2
Паракарский базальтовый карьер	Эчм. р-н	10,7	13,8	15,1	5,4
Ранчпарский пес. карьер	Эчм. р-н	6,7	2,3	2,1	3,4
Ахтанакский карьер	Ереван	4,8	3,9	3,7	2,8
Вардашенский баз. карьер	Ереван	4,3	5,3	5,5	4,7
Спандарянский баз. карьер	Ереван	3,2	2,6	2,3	2,5
Аванский шлак. карьер	Ереван	2,5	н е т д а н н ы х		
Норкский баз. карьер	Ереван	2,3	4,0	4,0	1,0
Арзнинский баз. карьер	Абов. р-н	2,1	2,8	3,3	0,9
Джрвежский туф. карьер	Абов. р-н	1,7	3,3	2,7	0,8
Абовянский баз. карьер	Абов. р-н	1,6	2,7	2,9	0,4
Аштаракское к/упр.	Ашт. р-н	9,2	12,8	16,7	8,0
Абовянское к/упр.	Абов. р-н	7,3	8,2	10,5	5,1
Эчмиадзинский КСМий	Эчм. р-н	3,4	6,4	6,8	7,0

в узле—14, 10 из которых находятся в Ереване, 1—в Аштараке, 3—в Эчмиадзине.

Комбинат местных строительных материалов Министерства промышленности строительных материалов Еревана производит гажу—один из основных вяжущих материалов; по ее сбыту комбинат имеет и широкие межрайонные, внутриреспубликанские производственные связи. В 1970 г. комбинат производил 210,9 тыс. т. гажу (50% ее производства использовались в Ереване). В номенклатуре натуральной продукции комбината ведущее место занимает также производство паркета (213 тыс. кв. м), основным потребителем которого является Ереван.

Особое место занимают в узле «Комбинат керамических изделий», «Армрамор», Мармарашенский комбинат каменных блоков, значительная часть продукции которых вывозится за пределы не только узла, но и внутри республики. Структура внешних связей указанных предприятий показана в таблице 2.

Ереван обслуживают асфальтобетонной массой два крупных завода (АБЗ-1, АБЗ-2) с общим объемом производства 309,9 тыс. т. в год.

Таблица 2

Структура вывоза продукции за 1970 г. (в % к ее общей стоимости)

Вид продукции	Всего объем производства	В том числе				
		Армянская ССР	Закавказье	другие республики	Европейская часть РСФСР	Азиатская часть РСФСР
Облицовочные	100,0	81,6	4,1	8,0	5,3	—
Метлахские плиты	100,0	70,7	27,6	—	1,7	—
Мозанчные плиты	100,0	96,7	2,7	—	0,6	—
Керамические трубы	100,0	85,2	14,5	—	0,3	—
Мраморная крошка	100,0	29,7	4,3	25,4	33,0	7,6
Прочая продукция из мрамора	100,0	89,2	2,4	6,5	1,4	0,5

В Ереванском узле во второй стадии производства строительных материалов производств специализированных на одном виде продукции немного. В большинстве случаев на одном и том же предприятии используются несколько видов сырья, технологически не связанных с выпуском основного вида продукции.

Одним из предприятий, обеспечивающих нужды строительства атомной электростанции (Октемберянский район), Ереванский ТЭЦ, является Чарбахское предприятие строительных материалов. Его наиболее важными видами продукции являются: бетон (25,2 тыс. куб. м), щебень (20,4 тыс. куб. м). Предприятие производит также раствор, облицовочные плиты, столярные изделия и сборные железобетонные конструкции и изделия. Его доля во второй стадии производства строительных материалов Ереванского узла составляет около 7,0% общей стоимости его валовой продукции.

Производство столярных изделий, используемых в строительстве, сосредоточено в Ереване, где находится комбинат столярных изделий (доля его валовой продукции во второй стадии узла составляет 9,8%, доля промышленно-производственных основных фондов—10,6%). За 1970 г он произвел 88,2 тыс. кв. м. дверных и 73,1 тыс. кв. м. оконных блоков. Основными потребителями продукции комбината являются Ереван (84,0%) и Абовян (9,1%).

Для удовлетворения спроса в строительных материалах сельского строительства зоны узла при специализированных трестах имеются комбинаты строительных материалов (комбинаты строительных изделий треста Сельстроя № 5—в Ереване, № 1—в Эчмиадзинском районе, № 2—в Аштаракском районе). Ассортимент их продукции очень разнообразен—добыча камня, производство заполнителей, бетона, раствора, асфальтобетона, столярных изделий, сборных железобетонных конструкций. Ведущее место занимает производство бетона (26,8% общей стоимости валовой продукции), раствора (9,2%), пиломатериалов (8,7%), столярных изделий (9,2%).

Анализируя в целом стадию производства массовых строительных

материалов Ереванского узла, можно отметить, что по некоторым видам продукции (гажа, мраморные изделия) эта стадия имеет не только внутриузловое, но и внутриреспубликанское значение. С другой стороны, потребности узла не обеспечиваются в полной мере цементом и известью, которые узел получает из других экономических районов республики.

В структуре промышленности строительных материалов Ереванского промышленного узла ведущее место занимает третья стадия—производство сборных и железобетонных конструкций и изделий. Оно служит основой современного индустриального строительства. Широкое внедрение в строительство сборных железобетонных конструкций имеет исключительно важное народнохозяйственное значение, т. к. способствует значительному снижению затрат труда и экономии металла и леса в строительстве, сокращению сроков и снижению стоимости строительства. Предприятия этой стадии почти полностью сосредоточены в Ереване, где значительный объем строительно-монтажных работ обусловил быстрое развитие производства сборных железобетонных конструкций и изделий. Следует учитывать и то, что железобетонные изделия имеют более низкую транспортабельность, так как крупноразмерные изделия требуют специального транспорта. Например, транспортные затраты на перевозки железобетонных изделий на 100 км составляют от 25 до 40% их общей стоимости [5]. Поэтому в промышленности строительных материалов степень одновременного приближения предприятий к потребителям, а также к природным ресурсам более высокая по сравнению с многими другими отраслями промышленности.

В республике из 26 предприятий третьей стадии по производству сборных железобетонных конструкций 13 находятся в Ереване и 2—в Абовяне. Эти предприятия дают 60,7% стоимости валовой продукции Армянской ССР. Предприятия по производству железобетонных конструкций по размерам неоднородны. В узле из 15 предприятий 5—крупные (стоимость валовой продукции свыше 2500 тыс. руб.), 7—средние (1000—2500 тыс. руб.), остальные предприятия мелкие (до 1000 тыс. руб.).

Для предприятий производства железобетонных конструкций и изделий важным является не только специализация на одном или нескольких видах продукции, но и специализация на тех или иных типоразмерах железобетонных изделий [5]. Так, комбинаты строительных изделий при трестах «Ерхимстроя», «Ерпромстроя», заводы ЖБК треста «Армводстроя», мостовых ЖБК и ЖБК безнапорных труб по видам продукции специализированы и в основном обеспечивают спрос потребителей. По специфической натуральной продукции выделяется завод мостовых ЖБК, выпуская продукцию элементов железобетонного пролетного строения, водопропускных труб, сборных путепроводов (13,7 тыс. кв. м.) Завод имеет внутриреспубликанское значение и имеет более или менее развитые производственные связи со всеми, без исключения, экономическими районами республики.

Таблица 3

Производство железобетонных конструкций и изделий в структуре третьей стадии
Ереванского узла и республики в 1970 году

Наименование предприятия	Валовая продукция		Промышлен- но-производ- ственный персонал		Фонд зара- ботной пла- ты		Промышлен- но-производ- ственный основной фонд	
	в % к ито- гу узла	в % к ито- гу респуб- лики	в % к ито- гу узла	в % к ито- гу респуб- лики	в % к ито- гу узла	в % к ито- гу респуб- лики	в % к ито- гу узла	в % к ито- гу респуб- лики
Завод ЖБК № 5	17,4	10,5	17,9	10,0	17,6	10,1	25,3	14,5
КСИ тр. „Ерхимстрой“	15,4	9,3	13,0	7,2	12,3	7,1	15,6	9,0
КСИ тр. „Ерпромстрой“	12,6	7,6	12,0	6,7	10,5	6,1	8,1	4,7
Завод ЖБК № 1	8,5	5,2	6,1	3,4	6,3	3,7	9,0	5,2
КСИ тр. № 14	4,7	2,9	3,9	2,2	4,1	2,4	1,0	0,6
Завод ЖБК—6	4,4	2,7	3,9	2,1	4,9	2,8	6,0	3,4
Завод ЖБК—7	4,3	2,6	4,6	2,5	4,7	2,7	5,5	3,2
Завод МЖБК	4,0	2,4	5,0	2,8	4,8	2,8	4,5	2,6
З-д „Шинанют“	3,7	2,2	7,2	4,0	7,3	4,2	5,3	1,8
Завод ЖБК—8	3,6	2,2	4,8	2,7	5,0	3,0	2,7	1,5
Ереванский ЖБК	2,6	1,6	2,5	1,4	3,0	1,7	2,2	1,3
Завод ЖБК—2	2,6	1,6	2,5	1,4	2,6	1,5	2,4	1,3
З-д ЖБА безнапорных труб	1,4	0,9	2,5	1,4	2,2	1,2	0,9	0,5
КСИ тр. Абовянстрой	10,1	6,1	9,0	5,0	11,0	6,4	4,8	2,8
Абовянский з-д ЖБК „Арм- водстрой“	4,7	2,0	5,1	2,8	3,7	2,1	8,7	4,9
Итого	100,0	60,7	100,0	55,6	100,0	57,8	100	57,3

Производство железобетонных конструкций вышеуказанных предприятий составило около 500,0 тыс. куб. м. или 63,4% общего производства республики (в натуральных показателях).

Естественно, что собственная сырьевая база узла не может полностью удовлетворять предприятия железобетонных конструкций и изделий минерально-строительными ресурсами. Основными поставщиками заполнителей, вяжущих материалов для производства сборных железобетонных конструкций и изделий являются Араратский цементно-шиферный комбинат, карьеры треста «Ернеруда» и цементные заводы Новороссийска и Волгограда. Сырье для металлоконструкций поступает из Донецка, Рустави, Кривого Рога, Днепропетровска, Сулина.

Место производства строительных материалов Ереванского промышленного узла в Армянской ССР по отдельным стадиям цикла показано в следующих таблицах (табл. 4 и 5).

Развитие производства разнообразных строительных материалов в Ереванском промышленном узле определяется не столько наличием собственных минеральных ресурсов, сколько потребностями его строительства. В узле имеются постоянно действующие строительные и монтажные организации союзного и республиканского подчинения (более 20 трестов). Наиболее крупными из них являются тресты № 1, № 3, «Высотстрой», «Ерпромстрой», «Ерхимстрой» в Ереване, «Абовянстрой» в

Таблица 4

Структура производства строительных материалов Ереванского промышленного узла (% к итогу всей республики на 1970 г.)

Стадии цикла строительной индустрии по производству строительных материалов	Валовая продукция	Численность промышленного производственного персонала	Фонд заработной платы	Промышленно-производственные основные фонды
Всего по республике	100,0	100,0	100,0	100,0
В т. ч. в узле	43,5	38,5	38,9	30,4
Из них: первая стадия	5,7	7,2	7,4	6,7
вторая стадия	14,2	14,3	13,5	9,3
третья стадия	23,6	17,0	18,0	14,4

Таблица 5

Стадии цикла строительной индустрии по производству строительных материалов		Валовая продукция	Промышленно-производственный персонал	Фонд заработной платы	Промышленно-производственные основные фонды
Первая стадия	в республике	100,0	100,0	100,0	100,0
	в узле	24,5	20,8	20,3	33,7
Вторая стадия	в республике	100,0	100,0	100,0	100,0
	в узле	37,5	41,2	41,6	16,9
Третья стадия	в республике	100,0	100,0	100,0	100,0
	в узле	60,7	55,6	51,8	57,3

Абовяне. «Сельстрой № 1» в Эчмиадзине. В Ереванском промышленном узле суммарная стоимость строительно-монтажных работ в 1970 г. составила 210,5 млн. руб. или 44,3% общих стоимостей этих работ по республике. Распределение объема строительно-монтажных работ внутри узла имеет следующий вид: в Ереване сосредоточено 72,6% строительно-монтажных работ узла, в Абовяне—8,6%, в Эчмиадзине—7,5%, в Арташате—5,7%, в Аштараке—5,6%.

Быстрые темпы развития территориально-производственного комплекса Ереванского промышленного узла будут определять перспективы и высокие темпы развития промышленности строительных материалов. Основными направлениями совершенствования структуры производства строительных материалов являются кооперирование, комбинирование и концентрация производства цикла строительной индустрии.

Институт геологических наук

АН Армянской ССР

Поступила 30.X.1972.

Մ. Տ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

ՇԻՆԱՆՅՈՒԹՆԵՐԻ ԱՐՏԱԴՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ԵՐԵՎԱՆԻ ԱՐԴՅՈՒՆԱԲԵՐԱԿԱՆ
ՀԱՆԳՈՒՅՑՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Որևանի արդյունաբերական հանգույցներում խոշոր բաժին ունի շինարարական ինդուստրիայի ցիկլն իր երկու ենթահամակարգերով՝ շինանյութե-

րի արտադրությամբ և շինարարության պրոցեսով: Հանգույցի շինանյութերի արտադրության կառուցվածքում առանձնացվում են տեխնոլոգիական պրոցեսի երեք հիմնական ստադիաներ և տրվում է նրանց մանրամասն բնութագիրը:

Առաջին ստադիան ընդգրկում է հանքային շինարարական հումքի արդյունահանումն ու նախնական վերամշակումը: Հանգույցում այն ներկայացված է 10 հանքավայրով, 3 հանքավարչությունով և մեկ ջարդող-տեսակավորող գործարանով (սրանց բաժին է ընկնում հանրապետության մեջ համապատասխան ստադիայի իրագործման շուրջ 1/4-ը):

Երկրորդ ստադիան մասսայական շինանյութերի արտադրությունն է (հանրապետության մեջ՝ 37,5 տոկոսը): Այս ստադիայի ընդհանուր ձեռնարկությունների թիվը հանգույցում հասնում է 14-ի: Հանգույցի շինարարական ինդուստրիայի ցիկլի մեջ առաջատար և վճռական դեր է խաղում երրորդ ըստադիան՝ երկաթբետոնե հավաքովի կոնստրուկցիաների և իրերի արտադրությունը (հանրապետության 26 ձեռնարկություններից 15-ը գտնվում է Երևանի արդյունաբերական հանգույցում, տալով Հայկական ՍՍՀ համանուն ըստադիայի համախառն արտադրանքի 60,7 տոկոսը):

Շինարարական ինդուստրիայի ցիկլի ամենաբարձր ստադիան դա քուն շինարարական պրոցեսն է, որը դիտվում է որպես նախորդ ստադիաների արտադրանքի հիմնական սպառող:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Директивы XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. Изд. Политлитературы, М., 1971.
2. Валесян Л. А. Производственно-территориальный комплекс Армянской ССР. «Айастан» Ереван, 1970.
3. Овсепян Р. М. Проблемы развития Ереванского промышленного узла. «Промышленность Армении», № 4, 1972.
4. Давидова Э. Д. Экономическая эффективность производства и применения природных каменных материалов Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.
5. Розенфельд Ш. Л. Развитие и размещение промышленности строительных материалов СССР. Госпланиздат, М., 1960.

УДК 552 581

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Т. А. АВАКЯН, Н. И. ГОЛОВЕНКИНА

О ПЕТРОГРАФО-ДИАТОМОВОМ СОСТАВЕ ДИАТОМИТОВ
ГНДЕВАЗСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гндевазское месторождение диатомитов находится в Азизбековском районе Армянской ССР, в 3 км к юго-западу от с. Гндеваз, по дороге, ведущей из этого села к райцентру Азизбеков. Оно расположено на круто обрывающейся стенке левого берега р. Арпа.

По данным А. А. Арутюняна и А. Г. Оганесяна, в геологическом строении Гндевазского месторождения принимают участие эоценовые вулканогенно-осадочные образования и четвертичные андезито-базальтовые лавы.

Эоценовые породы в районе месторождения представлены туфоконгломератами и туфопесчаниками серого цвета с зеленоватым оттенком. На размытой поверхности этих пород с угловым несогласием залегают четвертичные андезито-базальтовые лавы. Здесь обнажается несколько потоков таких лав.

Относительно древними из них являются столбчатые андезито-базальты, мощностью 20—25 м. На них залегает второй поток базальтов, мощностью 10—15 м, перекрывающийся озерными образованиями, к которым и приурочены диатомитовые слои.

Мощность озерных образований доходит до 10—15 м, распространяются они на небольшой площади (0,15 кв. км). Диатомитовые породы Армении неоднократно исследовались микроскопически с разной степенью детальности. Так, изучались диатомиты у с. Нурнус и Арзни Ереванского района [6, 7] породы сарыкаинской толщи в районе оз. Севан [5], озерные отложения Агинского района [4], диатомиты окрестностей селений Шамб. Дарбас, Базарчай и Уз Сиснанского района [1], древние озерные диатомовые глины у с. Арпи Ленинаканского района [3].

Диатомиты Гндевазского месторождения до сих пор микроскопически не изучались. Мощность слоев диатомитов здесь 2,5—3,0 м, в обнаженной части залежи прослеживаются на 15—20 м. Микроскопическое исследование показало, что диатомиты этого месторождения высококачественные, чистые, состоят почти исключительно из створок диатомей, размеры которых колеблются от 5 до 45—50 м (фиг. 1а, б).

Целые створки, по нашим подсчетам, составляют в породе 90%. Количество целых створок на 1 г осадка достигает 40 000 000 экземпляров. По форме створок явно преобладают диатомей ланцетообразные и эллиптические, являющиеся здесь породообразующими, их средние размеры около 25 м. Кроме диатомей, состоящих из опала, в диатомите обнаружен аморфный кремнезем с ничтожной примесью глинистого вещества, в котором отмечены единичные зерна полевого шпата, кварца и

чешуйки биотита, а из рудных минералов—зерна циркона, апатита и магнетита.

Диатомовый анализ, проведенный на этом месторождении позволил обнаружить во всех пяти образцах богатую и разнообразную диатомовую флору хорошей сохранности. Всего определено свыше 50 видов и разновидностей диатомовых водорослей, многие из них обильны, а некоторые являются пороодообразующими. Определение диатомей проведено в основном по «Определителю пресноводных водорослей СССР» [2].

Ниже приведены микрофотографии пороодообразующих и некоторых очень часто встречающихся видов (фиг. 2—11).

Все исследованные образцы диатомитов содержат сходную по систематическому составу диатомовую флору на протяжении всего разреза, что свидетельствует о постоянстве физико-химического режима водоема. Обращает на себя внимание полное отсутствие типичных планктонных форм диатомовых, требующих для своего развития значительной свободной толщи воды.

По всей вероятности, водоем был неглубокий с хорошо развитой литоральной частью, о чем говорит большое разнообразие представителей родов *Fragilaria*, *Achnanthes*, *Cymbella*, *Gomphonema*, приуроченных в своем развитии к литорали и являющихся характерными формами обрастаний. Следует отметить также присутствие среди найденной флоры в значительном количестве таких холоднолюбивых видов, как *Megidion circulare* и *Diatoma hiemale* var. *mesodon*.

Таким образом, на основании диатомового анализа, можно прийти к выводу, что накопление исследованных диатомитов происходило в небольшом мелководном пресном холодном водоеме с относительно постоянным режимом.

В отношении возраста диатомитов можно сказать, что диатомовая флора Гндевазского месторождения молодая, многие виды широко распространены и в современных водоемах. Развитие диатомей здесь происходило, вероятно, не раньше четвертичного времени.

Несмотря на то, что Гндевазское месторождение по запасам не имеет промышленного значения, однако привлекает внимание высокое качество диатомитов этого месторождения.

Высокое качество этого сырья, определенное ранее по химическому его составу, подтвердилось и результатами комплексных петрографических и микропалеоботанических исследований. Это дает нам основание примененную нами здесь методику комплексных микроскопических исследований распространить и на другие, более перспективные по запасам сырья, месторождения.

Институт геологических наук
АН АрмССР
Ленинградский государственный
университет

Поступила 28.XI.1972.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Головенкина Н. И. Интересные и редкие диатомовые водоросли из неогеновых континентальных отложений Сисианского района Армянской ССР. В кн.: Новости систематики низших растений. Изд. «Наука», Л., 1967.
2. Забелина М. М., Киселев И. А., Прошкина-Лавренко А. И., Шешукова В. С. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Изд. «Советская наука», 1951.
3. Заикина Н. Г., Саядян Ю. В., Соколова Н. С. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов древнеозерных отложений Ленинанканского озера. В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд. МГУ, 1969.
4. Лейе Я. Б., Ширинян К. Г. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. Тр. Арм. ГУ, 1, Ереван, 1957.
5. Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., 4, 1952.
6. Порецкий В. С. Предварительные данные о микроскопическом составе диатомита Нурнусского месторождения (Армения). Тр. Севанск. гидробиол. ст., 6, 1941.
7. Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. Диатомовый сб., посвящ. памяти проф. В. С. Порецкого. Изд. ЛГУ, 1953.

УДК 550.340.1

Ц. Г. АКОПЯН, В. В. НАГАПЕТЯН, А. Н. ПУШКОВ, Г. В. РАССАНОВА,
Ю. П. СКОВОРОДКИНМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ВЗРЫВАХ В РАЙОНЕ
КАДЖАРАНСКОГО КАРЬЕРА

Магнитометрические наблюдения при искусственных взрывах в горных породах являются перспективным методом моделирования магнитных эффектов, связанных с процессами изменения напряжений в земной коре. Эти наблюдения являются промежуточным звеном между теоретическими и экспериментальными исследованиями магнитных свойств образцов горных пород под действием напряжений с одной стороны и магнитными наблюдениями в сейсмоактивных зонах—с другой.

Наблюдения вариаций геомагнитного поля при взрывах в горных породах проводились в районе Каджаранского рудника. Породы в местах проведения работ слабомагнитные ($I_n = 10^{-6}$ СГС, $\chi = 10^{-5} — 10^{-6}$ СГС).

Измерения вариаций велись с помощью квантовых магнитометров: квантового абсолютного магнитометра и дифференциального квантового магнитометра (макет прибора, разработанного А. И. Козловым). У дифференциального магнитометра максимальное расстояние между датчиками составляло 180 м.

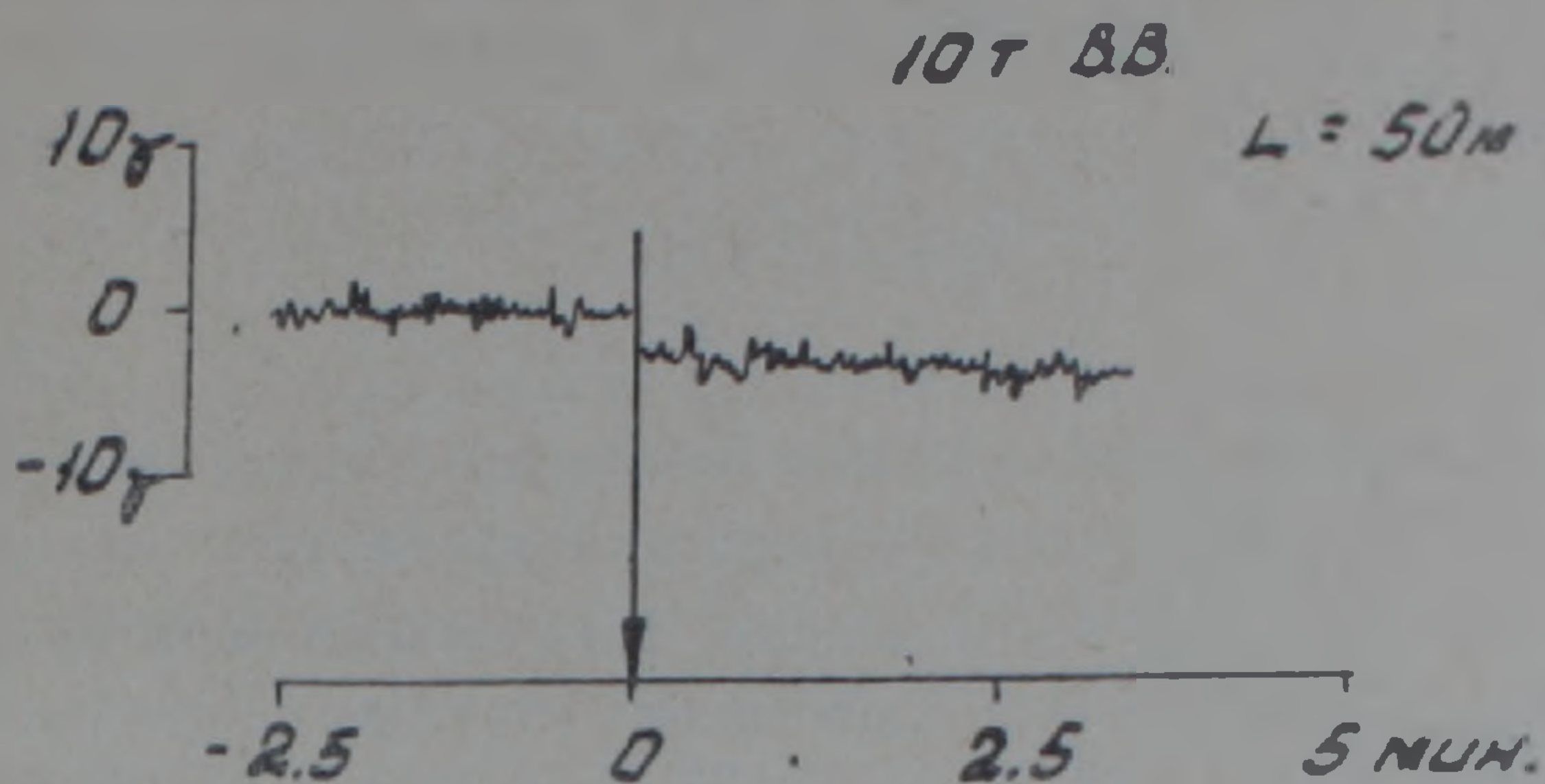
На этой базе оказалось возможным реализовать выделение полезного сигнала на фоне промышленной помехи при работе с чувствительностью 0,02 гамм/м. Скорость измерения прибора 30 изм/сек. Мощность взрывов составляла от 15 до 40 т. ВВ. При установке датчиков на расстоянии L нескольких сот метров от эпицентра заметных изменений величины локального геомагнитного поля в момент взрыва ни одним из указанных приборов не было зарегистрировано. На более близких расстояниях были зарегистрированы необратимые изменения поля амплитудой до 2 гамм (фиг. 1) абсолютным магнитометром (расстояние 50 м) и в виде знакопеременного импульса амплитудой 0,75—обратимое изменение дифференциальным: датчики располагались по радиальной линии, ближайший—на расстоянии $L_1=80$ м, дальний— $L_2=260$ м (фиг. 2).

Результаты лабораторных исследований показывают, что в природных условиях в общем случае должны наблюдаться обратимые и необратимые изменения намагниченности:

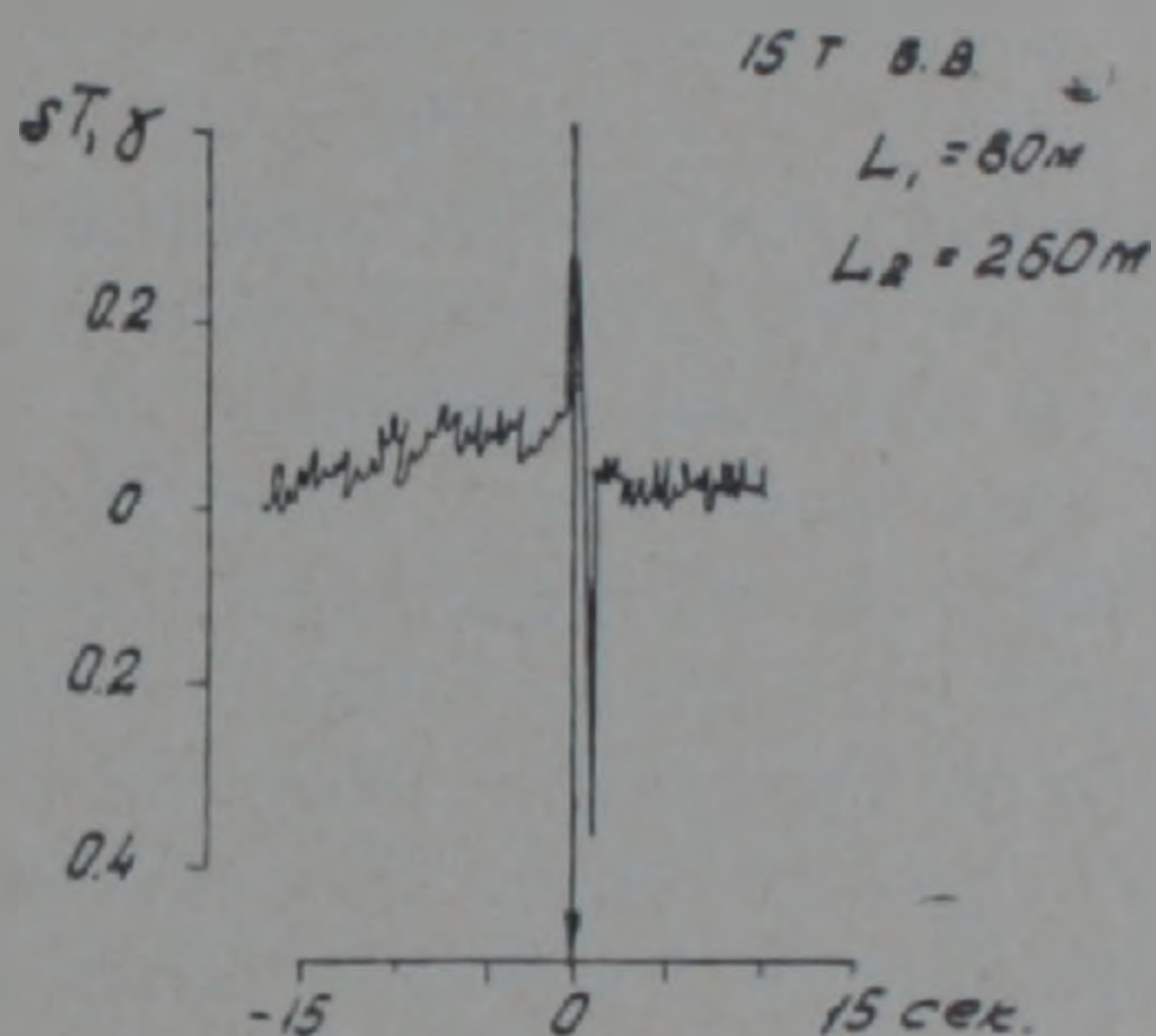
$$\Delta I(P) = \Delta I_n(P) + \Delta I_{in}(P).$$

Знак и величина этих изменений зависят от вида намагниченности, направления осей главных напряжений относительно векторов $\vec{\chi T}$, $\vec{I}_n$, тектонической предистории породы и от ее упругих свойств. Из-за влия-

ния столь многих факторов, характер изменения намагниченности в каждом конкретном случае может быть установлен на основании экспериментальных исследований.



Фиг. 1.



Фиг. 2.

К сожалению, попытка исследовать поведение намагниченности под давлением пород из зон взрыва не увенчалась успехом из-за очень малой величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности.

Из данных лабораторных исследований магматических пород Зангезурского полигона следует, что обратимые изменения, как правило, наблюдаются в интервале $0 < P \leq 10^3 (1 - 1,5) \text{ кг/см}^2$, т. е. в области упругого сжатия. При пластической же деформации породы должно происходить необратимое уменьшение намагниченности.

Рассмотрим качественно взрыв сосредоточенного заряда в горной породе. Известно, что при взрыве заряда в массиве породы образуется полость, содержащая продукты детонации (камуфлет), зона разрушения пород, где происходит пластическое течение и растрескивание материала, и, наконец, внешняя зона упругих деформаций. Если сосредоточенный заряд характеризовать радиусом r_3 , то размеры камуфлета для горной породы будут порядка $2 r_3$, размеры зоны разрушений — $15 r_3$. Для зоны упругих деформаций можно считать, что здесь присутствуют только упругие напряжения P_r . Экспериментальные данные свидетель-

ствуют о том, что распространяющиеся при взрыве напряжения P , практически представляют собой однократный положительный импульс, который при $R > 120 r_3$ переходит в упругую волну напряжений.

Вариацию локального магнитного поля, вызванную взрывом, можно оценить, вводя эквивалентный диполь, магнитный момент которого равен:

$$\Delta \bar{M} = \int_v \Delta \bar{I} dv.$$

В зоне пластического течения можно ожидать необратимое уменьшение намагниченности: $\Delta \bar{M}_{\text{пл}}$. В зоне упругих деформаций возникновение магнитного момента $\Delta \bar{M}_y$, в основном, обусловлено обратимыми изменениями намагниченности под действием упругих напряжений. Тогда изменение поля будет:

$$\Delta T = \frac{\Delta M_{\text{пл}}}{L^3} + \frac{\Delta M_y}{L^3},$$

где L —радиальное расстояние от центра взрыва до точки наблюдения.

Таким образом, в зависимости от расстояния L могут наблюдаться как обратимые, так и необратимые изменения I_n . Поскольку период магнитной вариации, вызванной ΔM_y , равен скорости прохождения упругой волны (порядка 5 км/сек) и для наших случаев должен составлять 20—40 микросекунд, регистрация эффекта с помощью абсолютно-го квантового магнитометра практически невозможна из-за малой скорости измерений: время счета 0,3 секунд. Поэтому вариация за счет обратимых изменений фиксируется с помощью быстродействующего дифференциального магнитометра. Однако, скорость 30 измерений в сек является также недостаточной, т. к. эффект регистрируется практически за одно-два измерения.

Магнитные наблюдения при взрывах в горных породах подтверждают появление магнитной вариации, вызванной механическими напряжениями в горных породах. Малая амплитуда вариаций объясняется малой величиной намагниченности пород в районе взрыва.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии

АН Армянской ССР

Поступила 17.VII.1972.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г., Нагапетян В. В., Сковородкин Ю. П. О некоторых результатах изучения магнитных свойств горных пород сейсмоактивных зон Армении при повышенных давлениях и температурах. Материалы Третьего Всесоюзного совещания 1971 г. в Киеве. «Наукова Думка», Киев, 1971.

РЕЦЕНЗИИ

С. Т. БАДАЛОВ

О МОНОГРАФИИ «РЕДКИЕ И БЛАГОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ
В РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР»¹

Рассматриваемая книга коллектива авторов представляет собой капитальный труд, освещающий основные вопросы геологии, минералогии и геохимии редких и благородных элементов Армении.

Огромный фактический материал, собранный и обработанный, главным образом, авторами монографии, удачно систематизирован и представлен в четырех главах. В них вопросы рассматриваются от общих к частным, т. е. от металлогении территории Армении (глава I) до геохимии отдельных редких элементов (глава IV), хотя само исследование идет обычно в обратном порядке—от выявления качественного и количественного распределения элементов к их минералам, рудным формациям и, наконец, металлогении, как завершающего и обобщающего этапа, позволяющего устанавливать общие геолого-геохимические закономерности для всего региона.

Подобная работа монографического характера представляет не только большой научный интерес, но и имеет определенное практическое значение. В работе использованы многие новейшие методы исследования минералов и элементов, проведенные как в лабораториях Армении, так и в ведущих геологических организациях Москвы, Ленинграда и Алматы.

Поведение редких и благородных элементов показано в главных рудных формациях—медно-молибденовой, колчеданной, золоторудной, полиметаллической, свинцово-цинковой, медно-мышьяковой, железорудной, марганцевой, а также формации нефелиновых и щелочных сиенитов (глава II). В каждой из формаций приводится характеристика от 1 до 12 месторождений.

Из замечаний общего характера отметим следующие:

1. Роль вмещающих пород при образовании месторождений и распределении в них важнейших рудных и редких элементов отражена недостаточно. Это особенно касается метасоматических процессов, предшествующих и сопровождающих оруденение. В связи с этим желательно отражать роль масштабности и химизма метасоматических явлений, приводящих к концентрациям отдельных элементов или их комплексов.

2. В работе недостаточно четко показаны критерии связи оруденения с магматической деятельностью.

¹ И. Г. Магакьян, Г. О. Пиджян, А. С. Фарамазян, Ш. О. Амирян, А. И. Карапетян, В. О. Пароникян, Р. Н. Зарьян, Б. М. Меликсетян, А. Г. Акопян, «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР», Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1972.

3. Остается неясной стадийность рудообразования, т. к. не дается четкого определения понятия «стадия».

4. Отсутствует глава или раздел по сравнительной характеристике редких элементов во всех рассматриваемых рудных формациях; мало также сравнительных данных по поведению элементов в аналогичных месторождениях других рудных регионов мира.

Из мелких замечаний, касающихся в основном главы IV («Геохимия редких и благородных металлов»), отметим:

1. Геохимию золота удобнее рассматривать вместе с серебром, как это сделано для пар селен-теллур, ниобий-тантал и др. Это тем более необходимо, что наиболее обычный метод определения золота—пробирный дает одновременно и содержание серебра в пробе. На рис. 70, 71 и 73 распределение серебра в рудных (сульфидных) минералах перемежается с сульфатами и карбонатами, что вряд-ли оправдано, т. к. если сульфиды являются концентраторами серебра, то в эндогенных сульфатах и карбонатах оно практически отсутствует. Сами кривые на подобных рисунках лучше заменить гистограммами.

2. Установление закономерного увеличения содержания серебра в сульфидах от ранних к поздним (почти независимо от состава минералов), что характерно и для многих месторождений Карамазара (УзССР) может свидетельствовать о едином растворе, создавшем все разнообразие минеральных парагенезисов в определенной последовательности их отложения, а не о многостадийном характере образования руд каждого месторождения.

Наибольший интерес в работе имеют главы III и IV, насыщенные значительным фактическим материалом по минералогии и геохимии редких элементов в рудных формациях, что является основным достижением работы коллектива авторов. Почти весь этот материал был обработан и явился убедительной опорой для всех сделанных выводов и частных заключений. В связи с этим приведенные авторами в заключении главные выводы (кроме вывода 9, который фактически является пожеланием) в достаточной степени обоснованы имеющимися данными и могут быть использованы для различных теоретических построений и практических рекомендаций.

Данная работа имеет также большое значение в связи с решением проблемы комплексного использования руд, что возможно только при условии выявления не только количественного распределения редких элементов в рудах, но и их форм нахождения.

В заключение следует особо подчеркнуть, что коллективом авторов под руководством И. Г. Магакьяна опубликована весьма ценная монография, являющаяся полной сводкой минералого-геохимических данных по редким и благородным элементам в рудных формациях Армении.

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

Х КОНГРЕСС КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

(Чехословакия, 1973 г.)

С 3-го по 7 сентября 1973 г. в г. Братиславе (Чехословакия) состоялся X Конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации.

Следует отметить, что эта ассоциация является самой старшей геологической организацией, которой в 1972 г. исполнилось 50 лет.

Целью Карпато-Балканской геологической ассоциации является не только взаимная информация о состоянии исследований в той или иной стране-члене, но и совместное решение некоторых основных проблем. Только при таком широком сотрудничестве можно было, например, составить и издать тектоническую карту Карпато-Балканской области и приняться за подготовку других карт. Можно с удовлетворением констатировать, что по своему значению и деятельности Карпато-Балканская геологическая ассоциация не ограничивается рамками Средней Европы. В последние годы в работах секций этой ассоциации активно принимают участие также геологические организации Кавказа, территориально расположенные на восточном продолжении Карпато-Балканской зоны, составляя евро-азиатский отрезок Альпийской тектонической зоны.

В работах Конгресса участвовали страны-члены Карпато-Балканской ассоциации: Болгария, Венгрия, Польша, СССР, Румыния, Чехословакия и Югославия, а также представители геологических организаций Австрии, Греции, Италии, ГДР, Норвегии, США, ФРГ, Франции, Швеции и др. стран. На Конгрессе присутствовало около 350 делегатов.

Вся научная работа Конгресса шла в 8 главных секциях, в рамках которых рассматривалась вся геологическая проблематика Карпато-Балканских и смежных областей. Работа в основном шла в секциях—стратиграфической корреляции геологических формаций, седиментологической и литофациального анализа, принципов строения зональных горных цепей, минералогии и геохимии, магматизма, вулканизма и метаморфизма, металлогении и геологии месторождений, гидрогеологии и инженерной геологии и геофизических методов и их использования для исследования геологического строения Карпато-Балкано-Динарской области.

В работах X Конгресса КБГА из Армении принимали участие авторы этого сообщения—академик АН Арм. ССР, проф. И. Г. Магакьян и доктор геол.-мин. наук Э. Г. Малхасян. Мы оба, несмотря на то, что докладов не представляли, получили приглашение выступить с докладами. И. Г. Магакьян выступил с докладом «Некоторые металлогенические параллели Карпаты—Балканы—Кавказ—Закавказье», а Э. Г. Малхасян с сообщением «Положение юрского вулканизма Армении в истории раз-

вития юрских геосинклиналей Альпийского пояса Карпато-Крымско-Кавказской области».

Участвующие в Конгрессе делегаты в геологических маршрутах (как до Конгресса, так и после) ознакомились со специальными проблемами Западных Карпат. Помимо объектов геологического значения, участники Конгресса как в дни экскурсий, так и в дни заседаний ознакомились с историческими и другими достопримечательностями Чехословакии.

Особо следует отметить отличную организацию экскурсий и хорошую организацию пленарных и секционных заседаний. Пожалуй, единственным недостатком Конгресса было отсутствие заранее подготовленных программ заседаний и тезисов докладов.

И. Г. МАГАКЬЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН

СОДЕРЖАНИЕ XXVI ТОМА ИЗВЕСТИЙ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР, НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Г. С. Авакян. Цеолитовые породы Ноемберянского района Армянской ССР и перспективы их освоения	6—48
Л. А. Авакян, Э. Г. Малхасян. Замечательный ученый-геолог (К 60-летию со дня рождения А. Е. Кочаряна)	4—3
А. А. Адамян. Минералого-геохимические особенности плио-плейстоценовых эффузивных пород Ереванского грабен-синклинория	6—27
О. А. Азерникова. Режим волнения на озере Севан в навигационный период	3—70
В. Т. Акопян. К вопросу систематики позднемеловых неринеид (Gastropoda)	6—3
Ц. Г. Акопян, Д. О. Минасян. Стабильность намагниченности некоторых вулканогенных пород Армении по отношению ко времени	3—46
Ц. Г. Акопян, В. В. Нагапетян, Г. В. Рассанова, Ю. П. Сковородкин. Сейсмомангнитный эффект на Зангезурском полигоне	4—38
Г. А. Амбарцумян. Закономерности пространственного размещения оруденения в Кафанском рудном поле	2—52
Ш. О. Амирян. Классификация золоторудных месторождений Армянской ССР и их общая характеристика	2—35
Р. А. Аракелян, Г. Р. Мкртчян, Р. Т. Мириджанян. О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи	3—3
П. М. Асланян. Палеогеновые моллюски северной части Армянской ССР	2—3
Г. П. Багдасарян, К. И. Карапетян, Р. Х. Гукасян. О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав	3—10
Г. К. Габриелян. Минерализация речных вод Армянской ССР	3—54
Ал. А. Григорьев, Г. А. Иванян. Гидрометеорологическая интерпретация космических изображений горных стран	5—57
Г. Б. Григорян. Принципы выделения и классификация горных ландшафтов (на примере Лорийской котловины)	5—72
Д. С. Григорян. Об оценке перспектив Абовянского железорудного месторождения по данным магнитной съемки	2—67
Л. Н. Гриненко, С. А. Зограбян, <u>А. Г. Севунц</u> . О баритовой минерализации на Алавердской группе месторождений	2—19
В. Г. Грушевой. О книге К. Н. Паффенгольца «Очерк магматизма и металлогении Кавказа»	1—74
О. П. Гуюмджян. Магматические плутонические формации Западного Баргушата	1—52
Александр Петрович Демехин	2—83
А. А. Джафаров, Г. С. Ходжабагян. Особенности эндо- и экзоконтактовых метасоматитов в связи с формированием интрузивных комплексов Мегринского плутона	3—18
А. А. Джафаров. Особенности процессов магматизма и метасоматизма при формировании Мегринского плутона	4—20
Р. Н. Зарьян, Р. А. Саркисян, Г. А. Саркисян, А. И. Карапетян, К. В. Давтян. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля	6—15
Л. Н. Зограбян. Морфологические единицы Кавказского перешейка	4—55

А. А. Казанчян. О ртутоносности кварц-карбонатных пород северо-восточного побережья оз Севан	6—37
К. А. Карамян. Дорудные и околорудно-измененные породы медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района	5—25
А. И. Карапетян. Благородные и редкие элементы в рудах Раздан-Анкаванской зоны	5—14
Б. К. Карапетян, С. С. Симонян. Результаты исследования взаимодействия между основанием и фундаментом зданий в натуре при сейсмических колебаниях	2—60
Б. К. Карапетян, С. С. Симонян. Установление основных параметров колебаний грунта и поведения зданий и сооружений при далеких сильных взрывах	4—48
Г. А. Карапетян. Андреас Арцруни (к 75-летию со дня смерти)	4—83
К. И. Карапетян. О некоторых особенностях отложения туфов ереванско-ленинканского типа	5—3
С. С. Круглов, Л. Г. Ткачук. «Кавказ-Карпаты-Балканы» (к выходу новой книги К. Н. Паффенгольца)	1—80
Т. Н. Кюрегян. Некоторые вопросы поведения редких элементов в подземных водах Алавердского рудного района	6—70
И. Г. Магакьян, Э. Г. Малхасян, З. О. Чибухчян. Человек, ученый, педагог (к 80-летию со дня рождения Л. А. Варданянца)	4—91
С. В. Мартиросян. Некоторые особенности дешифрирования субинтрузивов и других образований в условиях Арпинского синклинория	3—30
Г. Б. Межлумян. Сравнительная характеристика титаномагнетитовых руд Камакарского и Сваранцкого месторождений	2—24
М. Т. Мкртчян. Производство строительных материалов в структуре Ереванского промышленного узла	6—79
Св. С. Мкртчян, И. П. Кузьмина, В. А. Кузнецов, А. А. Штернберг. Морфологические особенности искусственно выращенных кристаллов сульфида цинка	6—61
С. С. Мкртчян, Э. Г. Малхасян. Жизнь, посвященная геологии Армении (к 80-летию со дня рождения К. Н. Паффенгольца)	1—5
Л. Б. Нагапетян. К вопросу о генезисе долеритовых лав Лорийского плато	2—14
Д. Р. Назаретян. Почвенные исследования В. В. Докучаева на Армянском нагорье	2—71
Д. Р. Назаретян. Из истории географических исследований Армянского нагорья (XIX—нач. XX вв.)	4—74
К. Ф. Орфанди. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений	5—40
Памяти выдающегося ученого (К 80-летию академика АН Арм. ССР И. В. Егиазарова)	2—80
Памяти учителя	2—86
В. О. Пароникян. К генезису Привольненского свинцово-цинкового месторождения	2—42
К. Н. Паффенгольц. История геологического изучения Кавказа, его металлогеология и задачи дальнейших исследований	1—25
О. А. Саркисян, И. К. Волчанская. О блоковом строении территории Армянской ССР и прилежащих районов Малого Кавказа	4—6
Р. А. Саркисян. К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения	3—38
М. А. Сатян. О морфологии и стадиях развития верхнемеловых прогибов и процессах осадконакопления	1—42
Г. П. Тамразян. Внутрисуточная закономерность глобальной сейсмоэнерготектонической активности Земли	1—66
Г. Т. Татунь. О некоторых эпигенетических изменениях железных руд Саксаганской полосы Кривого Рога	6—42

<i>Р. О. Тер-Минасян.</i> Расход взвешенных наносов селеносных притоков рр. Веди и Памбак и его связь с природными факторами	3—63
<i>Р. А. Торосян, Г. М. Арсенян.</i> О генезисе и перспективах ртутной минерализации центральной части Зангезурского хребта	4—32
<i>Э. С. Халатян.</i> Особенности гидрогеологии и гидрохимии Армянской ССР в связи с распределением некоторых микрокомпонентов в минеральных водах	5—51
<i>И. Г. Хаханов.</i> Гидрохимическая характеристика рек Армянской ССР	4—65

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Т. А. Авакян, Н. И. Головенкина.</i> О петрографо-диатомовом составе диатомитов Гидевазского месторождения	6—87
<i>А. А. Адамян.</i> Пироксены новейших эффузивных пород некоторых районов Армянской ССР	3—77
<i>Ц. Г. Акопян, В. В. Нагапетян, А. Н. Пушкин, Г. В. Рассанова, Ю. П. Сковородкин.</i> Магнитные исследования при взрывах в районе Каджаранского карьера	6—90
<i>С. Ю. Баласанян.</i> О возможности определения гидрогеологических параметров методом естественного электрофильтрационного поля	4—97
<i>О. М. Барсуков, Л. А. Ахвердян.</i> О некоторых особенностях бухтообразных возмущений	5—88
<i>Р. С. Минасян, Д. А. Хачатрян.</i> К методике определения мест фильтрации из водохранилищ методом естественного электрического поля	3—81
<i>Г. Г. Мирзоян.</i> Шунгит из магматических пород Алавердского рудного района	5—85
<i>С. А. Паланджян.</i> Обнаружение эруптивной брекчии ультраосновного состава в полосе развития гипербазитов Севанского хребта	5—82

РЕЦЕНЗИИ

<i>С. Т. Бадалов.</i> О монографии «Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР»	6—93
---	------

НАУЧНАЯ ХРОНИКА

<i>Т. А. Авакян, В. В. Бакунц.</i> Выездная сессия НТС Министерства геологии СССР и Научного совета по рудообразованию АН СССР	2—88
<i>Г. А. Александрян.</i> Пример, достойный подражания	3—84
<i>Артемий Иванович Месропян.</i>	3—87
<i>А. А. Габриелян, Л. С. Меликян.</i> Международный симпозиум «Офиолиты в земной коре»	5—92
<i>Магакьян И. Г., Малхасян Э. Г.</i> X Конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации (Чехословакия, 1973 г.)	6—95
<i>Э. А. Хачатурян, Э. Г. Малхасян.</i> Эволюция вулканизма в истории Земли	2—90

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ
ՄԱՍԻՆ ՏԵՂԵԿԱԳՐԻ XXVI ՀԱՏՈՐԻ ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ**

Ա. Ա. Աղամյան. Երևանյան գրաբեն-սինկլինորիումի պլիո-պլեյստոցենի հասակի էֆուզիվ ապարների ծագման հարցի շուրջը	6—27
Ո. Ա. Ազեբնիկովա. Ալեկոծության ոեծիմը Սևանա լճում նավարկության ժամանակա- շրջանում	3—70
Սկանավոր գիտնականի հիշատակին (ՀՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ի. Վ. Եղիազարովի 80- ամյակի առթիվ)	2—80
Շ. Հ. Ամիրջան. Հայկական ՍՍՀ ոսկու հանքավայրերի դասակարգումը և նրանց ընդհա- նուր բնութագիրը	2—35
Լ. Ա. Ավագյան. Է. Գ. Մալխասյան. Նշանավոր գիտնական-երկրաբանը (Ա. Ս. Քոչար- յանի ծննդյան 60 ամյակի առթիվ)	4—3
Հ. Ս. Ավագյան. Հայկական ՍՍՀ նոյեմբերյանի շրջանի ցեոլիտային ասլարները և նրանց օգտագործման հեռանկարները	6—48
Ռ. Ա. Առախեյան, Հ. Ռ. Մկրտչյան, Ռ. Տ. Սիրիջանյան. Հոկտեմբերյանի հաստվածքի շերտագրական դիրքի և ստորաբաժանման մասին	3—3
Պ. Մ. Ասլանյան. Հայկական ՍՍՀ հյուսիսային մասի պալեոգենի փափկամորթները	2—3
Դ. Պ. Բաղդասարյան, Կ. Ի. Կարապետյան, Ռ. Ն. Ղուկասյան. Մանիչարի լավանների շերտագրական դիրքի և հասակի մասին	3—10
Հ. Կ. Գաբրիելյան. Հայկական ՍՍՀ գետաջրերի միներալացումը	3—54
Դ. Ս. Դրիզուրյան. Լեռնային լանդշաֆտների անջատման և դասակարգման սկզբունքնե- րը (Լոռվա զոգավորության օրինակով)	5—72
Դ. Ս. Դրիզուրյան. Արովյանի երկաթի հանքավայրի հեռանկարների գնահատումը մագ- նիսական հանույթի տվյալներով	2—67
Ա. Ա. Գրիգորև, Գ. Ա. Իվանյան. Լեռնային երկրների տիեզերական լուսանկարների չրաօդերևութաբանական մեկնաբանումը	5—57
Լ. Ն. Դրինենկա, Ս. Ա. Զոհրաբյան, <u>Ա. Գ. Սևունց</u> Բարիտի հանքայնացումն Ալավեր- դու խմբի հանքավայրերում	2—19
Վ. Գ. Դրուշնոյ, Կ. Ն. Պաֆենհոյցի ռեզոնանսի մագնատիզմի և մետաղաձևության ալ- նարկս գրքի մասին	1—74
Հ. Պ. Դուրմազյան. Արևմտյան Բարգուշատի մագնատիկ պլուտոնիկ ֆորմացիաները	1—52
Սյեքսանդր Պետրովիչ Դեմյոսին	2—83
Ռ. Ն. Զարյան, Ռ. Հ. Սարգսյան, Ա. Ի. Կարապետյան, Կ. Վ. Դավթյան. Ղափանի հանքային դաշտի մագնատիկ կոմպլեքսների մասին	6—15
Լ. Ն. Զոհրաբյան. Կովկասյան պարանոցի ձևագրական միավորումները	4—55
Դ. Պ. Թամրազյան. Երկրագնդի գլոբալ սևյամոլեներգոտեկտոնիկ ակտիվության ներօրյա օրինաչափությունները	1—66
Ռ. Ա. Խոբոսյան, Գ. Մ. Արսենյան. Զանգեզուրի լեռնաշղթայի կենտրոնական հատվա- ծում սնդիկի հանքայնացման առաջացման և հեռանկարների մասին	4—32
Է. Ս. Խալարյան. Հայկական ՍՍՀ հիդրոերկրաբանության և հիդրոքիմիայի առանձնա- հատկությունները կապված հանքային ջրերում որոշ միկրոտարրերի բաշխման հետ	5—51
Ի. Դ. Խախունով. Հայկական ՍՍՀ գետերի հիդրոքիմիական բնութագիրը	4—65
Ա. Ի. Կարապետյան. Ազնիվ և հալվազդու տարրերը Հրապղան-Հանքավանի գոնայի հանքանյութերում	5—14
Ս. Կ. Կարապետյան, Ս. Ս. Սիմոնյան. Սեյսմիկ տատանումների ժամանակ զրուտի և կառուցվածքի միջև փոխներգործության ուսումնասիրման արդյունքները	2—60
Ս. Կ. Կարապետյան, Ս. Ս. Սիմոնյան. Գրունտի տատանման պարամետրերից կախված շենքերի և կառուցվածքների վարքը հեռավոր ուժեղ պայթեցումների ժամանակ	4—48

Կ. Ի. Կարապետյան. Երևան-Լենինականյան տիպի տուֆերի նստեցման պրոցեսի մի քանի առանձնահատկությունների մասին	5—3
Հ. Ա. Կարապետյան. Անդրեաս Արծրունի	4—83
Տ. Ն. Կյուրեղյան. Այալեբրդու հանքային շրջանի ստորերկրյա ջրերում հազվագյուտ տարրերի վարքի մի քանի հարցերը	6—70
Ս. Ս. Կրուկով, Լ. Գ. Տկաչով. «Կովկաս—Կարպատներ—Բալկաններ» (Կ. Ն. Պաֆենհոյցի նոր դրքի հրատարակման առթիվ)	1—80
Վ. Թ. Հակոբյան. Ուշկավճային ներինեիդների (Gastropoda) դասակարգման հարցի վերաբերյալ	6—3
Ց. Գ. Հակոբյան, Ջ. Հ. Մինասյան. Հայաստանի որոշ հրաբխածին ապարների մազնիսականության կայունությունը ժամանակի նկատմամբ	3—46
Ց. Գ. Հակոբյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Գ. Վ. Ռասանովա, Յա. Պ. Սկովորոդկին. Զանգեզուրի պոլիդոնի սեյսմոմագնիսական էֆեկտը	4—38
Գ. Ա. Համբարձումյան. Հանքայնացման տարածական տեղաբաշխման օրինաչափությունները Ղափանի հանքային դաշտում	2—52
Ա. Ա. Ղազանչյան. Սևանի հյուսիս-արևելյան ափի քվարց-կրաքարային ապարների սեդիկարբերության մասին	6—37
Հ. Գ. Մաղաբյան, Է. Գ. Մալխասյան, Ջ. Հ. Զիրուխյան. Մարդ, գիտնական, մանկավարժ, (Լ. Ա. Վարդանյանցի ծննդյան 80-ամյակի առթիվ)	4—91
Ս. Վ. Մառտիրոսյան. Սուբհնտրուդիվների և այլ գոյացումների վերծանման որոշ առանձնահատկությունները Արփայի սինկլինորիի պայմաններում	3—30
Գ. Բ. Մեծկումյան. Կամաքարի և Սվարանցի տիտանամազնետիտային հանքանյութերի համեմատական բնութագիրը	2—24
Մ. Տ. Մկրտչյան. Շինանյութերի արտադրությունը Երևանի արդյունաբերական հանգույցում	6—79
Ս. Ս. Մկրտչյան, Է. Գ. Մալխասյան. Կյանք՝ նվիրված Հայաստանի երկրաբանությանը (Կ. Ն. Պաֆենհոյցի ծննդյան 80-ամյակի առթիվ)	1—5
Սվ. Ս. Մկրտչյան, Ի. Պ. Կուզմինա, Վ. Ա. Կուզնեցով, Ա. Ա. Շտեյնբերգ. Ցինկի սուլֆիդի արհեստական աճեցրած բյուրեղների մորֆոլոգիական առանձնահատկությունները	6—61
Գ. Ռ. Նազարեթյան. Վ. Վ. Դոկուչանի հողագիտական ուսումնասիրությունները Հայկական լեռնաշխարհում	2—71
Գ. Ռ. Նազարեթյան. Հայկական լեռնաշխարհի աշխարհագրական հետազոտությունների պատմությունից (19-րդ դար և 20-րդ դարի սկիզբ)	4—76
Լ. Բ. Նահապետյան. Լոռվա բարձրավանդակի դոլերիտային լավաների ծագման հարցի վերաբերյալ	2—14
Վ. Հ. Պառնիկյան. Պրիվոլնոյե կապար-ցինկի հանքավայրի ծագման վերաբերյալ	2—42
Կ. Ն. Պաֆենհոյց. Կովկասի երկրաբանական ուսումնասիրության պատմությունը, նրա մետաղաձևությունը և հետագա հետազոտությունների խնդիրները	1—25
Ա. Ա. Զափարով, Գ. Ս. Խոջաբաղյան. Մեղրու պլուտոնի ինտրուզիվ կոմպլեքսների ձևավորման հետ կապված էնդո- և էկզոկոնտակտային մետասոմատիտների առանձնահատկությունները	3—18
Ա. Ա. Զափարով. Մագմատիկ և մետասոմատիկ պրոցեսների առանձնահատկությունները Մեղրու պլուտոնի ձևավորման ժամանակ	4—20
Մ. Ա. Սարյան. Հայաստանի վերին կավճի ճկվածքների ձևի, զարգացման փուլերի և նստվածքագոյացման պրոցեսների վերաբերյալ	1—42
Հ. Հ. Սարգսյան, Ի. Կ. Վոլշանսկայա. Հայկական ՍՍՀ տարածքի ու Փոքր Կովկասի հարակից շրջանների բեկորային կառուցվածքի մասին	4—6
Ռ. Ս. Սարգսյան. Ղափանի հանքավայրի կառուցվածքի և հանքայնացման տեղայնացման առանձնահատկությունների հարցի շուրջը	3—38
Գ. Տ. Տատուն. Կրիվոյ Ռոգի Սակսագանյան գոտու երկաթի հանքանյութերի որոշ էպիգենետիկ փոփոխությունների մասին	6—42
Ռ. Հ. Տեր-Մինասյան. Վեդի և Փամբակ գետերի սելավաբեր վտակների կախված ջրաբերուկների կլոր և նրա կապը բնական զործոնների հետ	3—63

Ուսուցչի հիշատակին	2—86
Կ. Ա. Քաւումյան. Զանգեզուրի հանքային շրջանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի մինչհանքային և մերձհանքային փոփոխված ապարները	5—25
Կ. Յ. Ուֆանիդի. Հիդրոթերմալ հանքավայրերի առաջացման մեջ ստորերկրյա ջրերի դերի մասին	5—40

ՀԱՄԱՌՈՏ ՀԱՂՈՐԴՈՒՄՆԵՐ

Ա. Ա. Աղամյան. Հայկական ՍՍՀ որոշ շրջանների նորագույն էֆուլիվ ապարների պիրոքսենները	3—77
Թ. Ա. Ավալյան, Ն. Ի. Դսլովենկինա. Գնդևազի հանքավայրի դիատոմիտների պետրոգրաֆո-դիատոմային կազմի մասին	6—87
Ս. Յու. Քալասանյան. Բնական էլեկտրոֆիլտրացիոն դաշտերի մեթոդով հիդրոերկրաբանական պարամետրերի որոշման հնարավորության մասին	4—97
Ս. Մ. Բաբսուկով, Լ. Ա. Հախվերդյան. Խորշանման խոտորումների մի քանի առանձնահատկությունների մասին	5—88
Յ. Գ. Հակոբյան, Վ. Վ. Նահապետյան, Ա. Ն. Պուշկով, Գ. Վ. Ռասանովա, Յ. Պ. Սկովորովին. Մագնիսական ուսումնասիրությունները Քաջարանի բաց հանքի շրջանում պայթեցումների ժամանակ	6—90
Ռ. Ս. Մինասյան, Գ. Ա. Խաչատրյան. Բնական էլեկտրական դաշտի եղանակով ջրամբարներից ֆիլտրացիայի տեղի որոշման մեթոդիկայի շուրջը	3—81
Հ. Գ. Միրզոյան. Շունգիտն Ալավերդու հանքային շրջանի հրային ապարներում	5—85
Ս. Ա. Փսլանջյան. Ուլտրահիմքային կազմի էրուպտիվ բրեկչիայի հայտնաբերումը Սևանի լեռնաշղթային հիպերբազիտների տարածման գոտում	5—82

ԳՐԱԽՈՍՈՒԹՅՈՒՆ

Ս. Տ. Թալալով. «Հազվագյուտ և ազնիվ տարրերը Հայկական ՍՍՀ հանքային ֆորմացիաներում» մենագրության մասին	6—93
---	------

ԳԻՏԱԿԱՆ ԽՐՈՆԻԿԱ

Գ. Ա. Ալեքսանդրյան. Հնդօրինակման արժանի օրինակ	2—84
Թ. Ա. Ավագյան, Վ. Վ. Բակունց. ՍՍՀՄ երկրաբանության մինիստրության ԳՏԽ-ի և ՍՍՀՄ ԳԱ հանքառաջացման գծով գիտական խորհրդի արտագնաց նստաշրջանը	2—88
Արտեմ Իվանի Մեսրոպյան	3—87
Ա. Հ. Գաբրիելյան, Լ. Ս. Մելիքյան. «Օֆիոլիտները երկրակեղևում, միջազգային սիմպոզիումը	5—92
Է. Ա. Խաչատրյան, Է. Գ. Մալխասյան. Հրաբխականության էվոլյուցիան Երկրի պատմության մեջ	2—90
Հ. Գ. Մադաբյան, Է. Գ. Մալխասյան. Կարպատա-Բալկանյան ասոցիացիայի X կոնգրեսը (Զեխտսլովակիա, 1973 թ.)	6—95

