

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական  
գիտությունների սերիա

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



ԽՐԱԳՐԱԿԱՆ ԿԱԼԵԳԻԱ՝

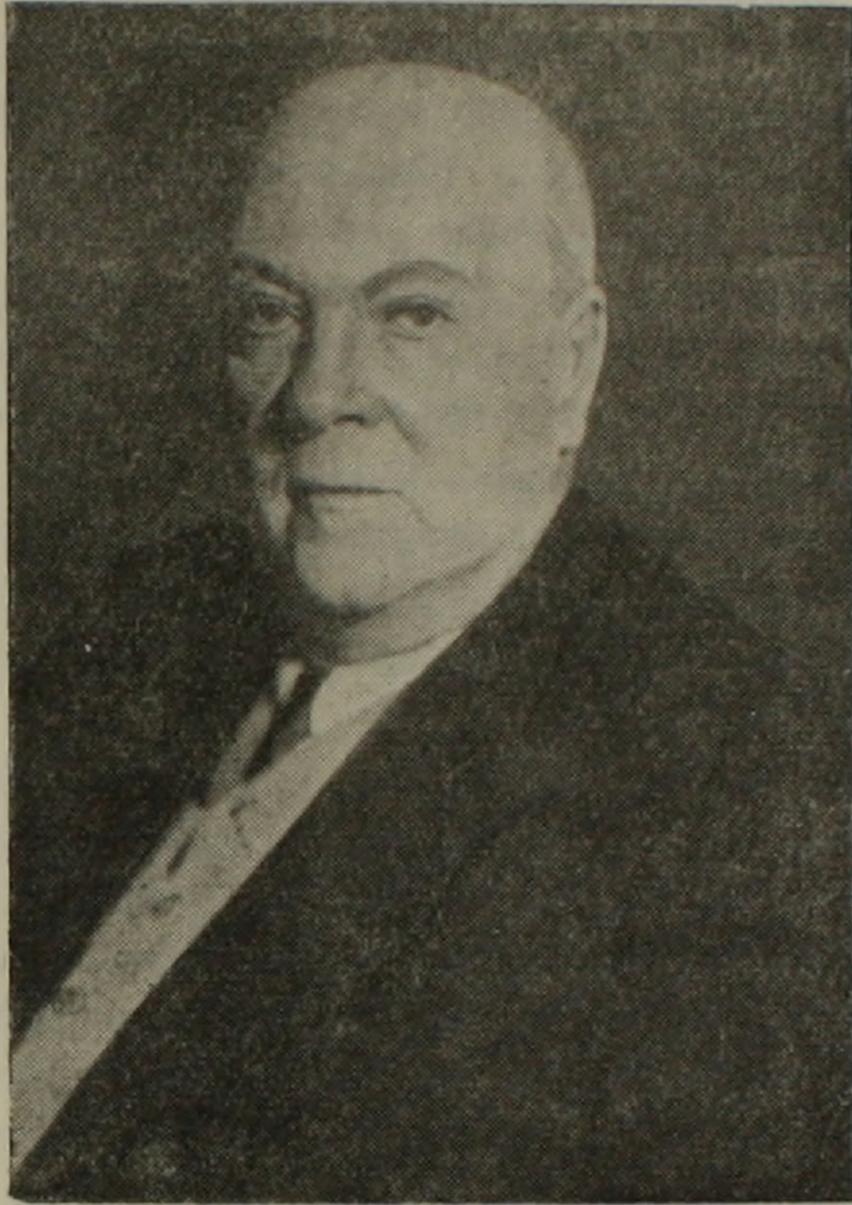
Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դուրխանովա, Թ. Ն. Թաթևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ա. Ե. Քոչարյան, Է. Հ. Հարությունյան (պատ. քարտուղար), Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան:

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), А. Т. Асланян, А. Б. Багдасарян, Г. П. Багдасарян, Н. И. Долуханова, А. Е. Кочарян, А. И. Месропян, С. С Мкртчян, Т. Ш. Татевосян, Э. А. Хачатурян (зам. редактора), Э. А. Арутюнян (ответ. секретарь), Н. Г. Мелик-Мурадян.

## АЛЕКСАНДР ЕВГЕНЬЕВИЧ ФЕРСМАН

(К 75-летию со дня рождения)



8 ноября исполнилось 75 лет со дня рождения крупнейшего советского ученого минералогга, одного из основоположников геохимии, Александра Евгеньевича Ферсмана.

Интерес к камню появился у Александра Евгеньевича в раннем детстве, большую часть которого он проводил в Крыму. Еще пятилетним ребенком целыми часами просиживал он со своими сверстниками на маленькой каменистой горке, выковыривая зернышки различных минералов и любуясь кристаллами горного хрусталя.

В семье поощряли его. Ребенку подарили коллекцию минералов и с детских лет он стал коллекционером, тщательно этикетирова каждый образец.

Шли годы, мальчик рос, росло и увлечение камнем. Юношей Александр Евгеньевич посетил впервые Курцкое месторождение (под Симферополем). Там он собрал интересное минеральное образование — „горную кожу“. И эта коллекция имела большое значение для ряда его научных работ, послужив темой для классической монографии о магнезиальных силикатах. На этом же месторождении он впервые увидел цеолиты и дал позднее ряд прекрасных работ по изучению цеолитов России.

Неослабевающий интерес Александра Евгеньевича к разнообразию в окраске минералов помог создать ему книгу о цвете минералов.

На всю жизнь запечатлелись у Александра Евгеньевича пещеры Крыма с их сталактитами и рудными прожилками. Посетив много пещер в Средней Азии, на Урале и за границей Александр Евгеньевич дал описание минералогии пещер.

В 1901 г. Александр Евгеньевич окончил Одесскую классическую гимназию с золотой медалью и поступил в университет.

Среди видных профессоров Новороссийского университета (в Одессе) на Александра Евгеньевича произвели впечатление: физик Б. П. Вейнберг, геофизик А. В. Клоссовский и химик П. Г. Меликов.

В 1903 году отец Александра Евгеньевича был переведен в Москву и Александр Евгеньевич попал в живую атмосферу научной школы В. И. Вернадского. Студент Ферсман целыми днями и ночами просиживал в химической лаборатории при минералогическом кабинете, измерял кристаллы на гониометре, изучал минералы в музее, выступал с докладами в минералогическом кружке, увлекался экскурсиями за минералами для музея.

В своих воспоминаниях Александр Евгеньевич пишет: „Еще слово „геохимия“ не было у нас в обиходе, но по существу под влиянием блестящих построений Владимира Ивановича (Вернадского) мы делались геохимиками, вдумываясь и углубляясь в вечные законы химического превращения Земли, полные фактов природы“.

Окончив в 1907 году Московский университет Александр Евгеньевич получил двухгодичную командировку за границу. Там, работая в Вейдельбергском университете у известного петрографа Розенбуша, он ознакомился с методикой петрографических исследований, но большую часть времени проводил в лаборатории кристаллов В. М. Гольдшмидта, изучая методы измерения кристаллов и методику определения минералов. Гольдшмидт дал ему тему—изучение кристаллической формы природного алмаза.

Эта работа закончилась в 1911 г. классической монографией об алмазе, написанной совместно с Гольдшмидтом и напечатанной на немецком языке.

В 1912 году началась деятельность Александра Евгеньевича в Академии наук, где он был избран на должность старшего научного хранителя минералогического отделения Геологического и Минералогического музея Академии, возглавляемого В. И. Вернадским.

Придавая большое значение привлечению широкого круга лиц к сборам минералов со всей страны, Ферсман выпустил в 1914 г. руководство к собиранию минералов.

От минералогии Александр Евгеньевич постепенно перешел к вопросам геохимии. В 1912 году был издан первый курс лекций по геохимии, прочитанных им в Народном университете им. Шанявского, в организации которого Ферсман принял участие еще в 1911 году. В 1922 году вышла из печати первая региональная „Геохимия Рос-

сии". Затем от региональной геохимии Ферсман перешел к области теоретической геохимии. Он занялся одной из главных проблем—выяснением относительного количества отдельных химических элементов в космосе. Число, определяющее это количество, он называл кларком данного элемента (в честь химика-геолога Ф. Кларка). Ферсман дал анализ факторов, влияющих на величину кларка; нарисовал картину миграции химических элементов, их концентрации и рассеяния. Ферсман вывел ряд энергетических закономерностей кристаллических построек. Подчеркивая мысль, что атом, как сложнопостроенная электромагнитная система, является основой мира, Ферсман уделил большое внимание вопросам строения атома, устойчивости ядра, радиоактивному распаду и физико-химическим условиям нахождения элементов.

В 1933—1939 г. вышли из печати четыре тома его „Геохимии“. В архиве Ферсмана остался материал для пятого тома, в котором он хотел дать региональную геохимию на основе более чем тридцатилетних своих работ и работ многочисленных геологов и геохимиков нашей Родины.

Ферсман включился в работу Комиссии по изучению естественных производительных сил России (КЕПС), одним из организаторов которой был В. И. Вернадский.

Под редакцией Ферсмана и при его участии с 1915 года выходили Материалы КЕПС, затем два тома Химико-технического справочника (1923—1927), позднее четыре тома „Нерудных ископаемых“ (1926—1929).

Всю жизнь Ферсмана не покидала мысль о драгоценных и подделочных камнях. Он принял участие в описании алмазного фонда СССР, выпущенном в четырех больших атласах иллюстраций.

Много работал Ферсман в архивах. Плодом его трудов явились ряд монографий и статей: двухтомник „Драгоценные камни“, „Самоцветы России“, и в личном архиве Александра Евгеньевича остался плод 35-летней работы, рукопись четырехтомной монографии „История камня в истории культуры“. Первый том этой монографии опубликовал в 1954 году под названием „Очерки по истории камня“.

В 1919 году Ферсман был избран действительным членом Академии наук и назначен директором Минералогического музея. Он принимал активное участие в академической жизни, занимая в различные периоды многочисленные посты: был членом президиума, вице-президентом, секретарем ОМОН, председателем КЕПС (впоследствии СОПС), председателем Комиссии экспедиционных исследований, директором типографии, руководителем издательского дела, директором Радиевого института Уральского филиала Кольской базы, Ломоносовского института, Ильменского заповедника.

В 1920 г. А. Е. Ферсман и А. П. Карпинский приняли участие в работе комиссии Мурманской ж.д. Найденные ими образцы нефелинового сиенита с рядом незнакомых минералов заинтересовали Александра

Евгеньевича и на долгие годы предопределили его дальнейшую деятельность.

В результате огромной научно-исследовательской работы, проделанной коллективом под руководством Ферсмана и Карпинского Кольский полуостров дал стране богатейшие месторождения нефелина, апатита, редкоземельных минералов, железных, никелевых руд и пр.

За свой труд „Полезные ископаемые Кольского полуострова“ Ферсман в 1942 г. получил Сталинскую премию первой степени.

Разрешая научные проблемы, Ферсман связывал их с задачами народного хозяйства.

Непрерывное общение Ферсмана с широкими слоями населения, благодаря частым и длительным экспедициям по всей нашей стране, от холодного севера до жарких пустынь Средней Азии, привело его к мысли написать доступную минералогию, и в 1928 году вышло первое издание „Занимательной минералогии“ (в данное время опубликовано свыше десяти изданий). Издана также талантливо написанная им „Занимательная геохимия“.

Александр Евгеньевич был широко известен и за границей. В 1943 г. Лондонское геологическое общество присудило ему за исследовательские и научные работы медаль имени Волластона—наивысшую в мире геологическую награду.

Нельзя в краткой заметке охватить всю многогранную деятельность Александра Евгеньевича. Большая часть его жизни проходила в экспедициях, он всегда был в действии: даже когда болезнь приковывала его к постели—он углублялся в теоретические проблемы, а отдыхая от напряженной умственной работы—писал популярные статьи и занимательные книги.

Девизом его было „поработать над тем вопросом, который увлекает“. Ведя одновременно целый ряд исследований, он в каждый данный момент работал только над вопросом, который захватывал его целиком. Чем труднее была задача, тем с большим жаром он брался за ее разрешение.

Бодрым, веселым, полным энергии и воодушевленным работой он был до последней минуты своей жизни, которая оборвалась неожиданно 20 мая 1945 года.

Ферсман оставил после себя огромное литературное наследство—почти 1000 печатных работ, множество докладов, сотни газетных статей, и в своем архиве—сотни страниц ненапечатанных рукописей. Книгами и будучи блестящим оратором, своим горячим словом, он зажег интерес к минералогии и геохимии в целой армии молодежи.

Много еще неразрешенных проблем поставлено Александром Евгеньевичем, они не только не потеряли своего научного и практического интереса, но стали еще более острыми и актуальными, и научные работники будут долгие годы изучать и разрешать их.

Н. Г. МЕЛИК-МУРАДЯН

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Ю. А. МАРТИРОСЯН

ГЛОБОТРУНКАНЫ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Верхнемеловые отложения на территории Армении имеют широкое распространение. В юго-западной части Армянской ССР (Вединский, Арташатский, Ехегнадзорский районы) верхнемеловые отложения, обнажающиеся в ядрах Ераносско-Байбуртской, Бозбурунской, Подкётузской антиклиналей и северном крыле Даралагезского синклинория литологически представлены плотными серовато-кремово-белыми мергелями и известняками (г. Боз-бурун, подножье г. Кётуз, с. Арени) и буровато-розовыми мергелями (с. Байбурт, г. Боз-бурун).

В связи с изучением закономерностей вертикального распределения мелких фораминифер в пограничных слоях мела и палеогена, за последние пять лет автору, в 4-х послойных разрезах (в окрестностях сс. Байбурт, Арени, южный и северо-восточный склоны г. Бозбурун и юго-западный склон г. Кётуз), удалось выявить комплекс верхнемеловых и нижнетретичных фораминифер, представленных в основном планктонными фораминиферами из семейств *Heteroheliciidae*, *Globigerinidae* и *Globorotaliidae*. Бентонные фораминиферы имеют сравнительно ограниченное распространение; встречаются единичные экземпляры из семейств *Lagenidae*, *Textulariidae*, *Verneulinidae*, *Buliminidae*, *Rotaliidae* и *Anomalinidae*.

В настоящей статье приводится описание представителей из семейства *Globorotaliidae* принадлежащие к роду *Globotruncana*.

Выявленные глоботрунканы по типу строения раковины, согласно данным Н. Н. Субботиной [5], отнесены к уплощенным (*Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. erevanica* sp. n.), спинно-коническим (*Globotruncana fornicata* Plummer, *G. fungicamerata* sp. n., *G. armenica* sp. n., *G. arca* (Cushman), *G. ex gr. arca* (Cushman) и брюшно-коническим (*Globotruncana araratica* sp. n., *G. stuarti* (Lapparent)). Голотипы и оригиналы хранятся в лаборатории микрофауны Института геологических наук АН Армянской ССР.

Ниже приводится описание указанных видов.

## Семейство GLOBOROTALIIDAE

Род GLOBOTRUNCANA Cushman, 1921

## УПЛОЩЕННЫЕ ГЛОБОТРУНКАНЫ

*Globotruncana lapparenti* Brotzen.

Табл. I, рис. 1—2а, б, в.

1936. *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *Foram. Schwed. Unter. Senon, Eriksdal*, стр. 175.
1937. *Globotruncana linnei* Глесснер, *Этюды микропалеонт.*, т. I, вып. 1, стр. 38, табл. I, рис. 11 а—с.
1941. *Rosalinella lapparenti* Marie, *Mém. Mus. Nat. Hist. Natur.*, нов. сер., т. XII, вып. 1, стр. 241, табл. XXXVI, рис. 34!
1944. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *Eclog. Geol. Helv.*, 37, стр. 230, табл. IX, рис. 11.
1948. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Cita, *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, т. LIV, № 4, стр. 155, табл. IV, рис. 2.
1953. *Globotruncana lapparenti* Субботина, *Труды ВНИГРИ, новая серия, выпуск 76*, стр. 178, табл. VI, рис. 5а, б, в; 6а, б, в; табл. VII, рис. 1а, б, в; 5а, б, в.

Оригиналы № 206, 245 происходят из Арташатского района — южный склон г. Боз-бурун (коньяк-сантон).

Материал. В нашем распоряжении имелись 35 экземпляров этого вида хорошей и средней сохранности.

Описание. Раковина округло-овальная, с почти параллельными сторонами. Имеет два разобщенных параллельных кия. Межкилевая стенка плоская, почти перпендикулярная сторонам раковины. Периферический край слабо лопастный.

На спинной стороне видны три оборота спирали по пять-семь камер в каждом. Очертание камер полукруглое, с уплощенной поверхностью. Возрастание камер в спирали равномерное. На брюшной стороне видно пять-семь камер, камеры уплощенные, длина их превышает ширину. Более поздние камеры, частично, перекрывают ранние. На переднем крае швы имеют сигмоидальное очертание. Пупочные концы округлые. Швы на обеих сторонах снабжены валиками; валик состоит из тесно расположенных, нерезко выраженных бугорков. Стена мелкопористая. Устье различается на двух последних камерах, виден тонкий пластинчатый вырост стенки — губа.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,64 мм.

„ наименьший — 0,50 мм.

Толщина — 0,15 мм.

Общие замечания и сравнительные заметки. Исследованные нами раковины сильно варьируют в размерах. Апертура на экземплярах хорошей сохранности видна только на двух последних камерах. Встречаются раковины с недоразвитым брюшным килем на последних камерах. *Globotruncana lapparenti*, описанная нами из разреза южного склона г. Боз-бурун, по всем морфологическим признакам близка к *Globotruncana lapparenti* описанной Н. Н. Субботиной

из верхнемеловых отложений Северного Кавказа (оригиналы: № 5122—5123 — Северный Кавказ, Осетия, р. Фортанга, коньяк; № 5129 — Туркмения, Узбой) сантон ?, № 5141 — Грузия, Мингрелия, Мунчия нерасчлененный сенон [5].

**Местонахождение.** В большом количестве встречается в мергелях южного склона г. Боз-бурун (Арташатский район).

**Геологический возраст.** Коньяк-сантон, возможно турон-маастрихт.

**Распространение.** *Globotruncana lapparenti* встречается в Аквитании, в Пиренеях, Центральных Апеннинах, Марокко, Индии — (турон-маастрихт) [5], Армянской ССР (коньяк-сантон).

### *Globotruncana erevanica* sp. n.

Таблица 1, рис. 3а, б, в

**Голотип** № 205 происходит из юго-западной части подножья г. Кётуз Вединского района (верхн. маастрихт).

**Материал.** В нашем распоряжении имелось 4 экземпляра этого вида хорошей сохранности.

**Описание.** Раковина овально-округлая, толстая с параллельными уплощенными сторонами. Оборотов два, в последнем обороте шесть камер. Хорошо видны два киля, разобщенных плоской межкилевой стенкой. Межкилевая поверхность раковины имеет вид лентообразного пояса, одинакового по ширине на всем протяжении.

Периферический край в отдельных частях слабо фестончатый. На спинной стороне видны два оборота, в последнем обороте шесть камер, первый оборот неразличим. Камеры уплощенные от круглого до полукруглого очертания. Камеры первого оборота по размерам сильно отличаются от камер второго оборота (соотношение оборотов 1:3). Размер камер в пределах каждого оборота увеличивается постепенно. На поверхности отдельных камер второго оборота наблюдаются слабо бугорчатые орнаменты.

С брюшной стороны также видны шесть камер. Камеры также уплощенные, полукруглого очертания. Пупочные концы камер закругленные. Стенка мелкопористая.

Швы на обеих сторонах дугообразно-изогнутые, утолщенные, возвышающиеся над поверхностью раковины. Пупок узкий, открытый. Устье неразличимо.

**Размеры:** Диаметр наибольший — 0,30 мм.

„ наименьший — 0,25 мм.

Толщина — 0,09 мм.

**Сравнительные заметки.** По общему строению она принадлежит к уплощенным глоботрунканам. Наиболее близким видом является *Globotruncana linneiana* (Ogb.) описанная Н. Н. Субботиной, из коньяк-маастрихтских отложений Северного Кавказа [5]. Она отличается меньшим количеством оборотов, пупком, слабо фестончатым

периферическим краем. От *Globotruncana linneiana* (Orb.), с острова Кубы описанной Орбини (1839) отличается узким пупком, полукруглым очертанием камер, слабо лопастным краем. У *Globotruncana linneiana* (Orb.) пупок широкий, открытый, очертание камер почти округлое.

Месторождение. Вединский район (юго-западная часть подножья г. Кётуз).

Геологический возраст. Верхние горизонты маастрихта.

#### СПИННО-КОНИЧЕСКИЕ ГЛОБОТРУНКНЫ

#### *Globotruncana fornicata* Plummer.

Табл. II, рис. 1а, б, в.

1931. *Globotruncana fornicata* Plummer, Univ. Texas Bull. 3101, стр. 130, табл. 13, рис. 4—6.
1932. *Globotruncana convexa* Sandidge, Journ. Pal., т. 6, стр. 285, табл. 44, рис. 9—11.
1937. *Globotruncana fornicata* Глесснер, Этюды микропалеонт., т. I, вып. I, стр. 38.
1946. *Globotruncana convexa* Келлер, БМОИП, отд. геологии, т. XXI (3), стр. 99, табл. III, рис. 8.
1946. *Globotruncana fornicata* Cushman, Geol. Surv. Prof. Pap. 206, стр. 149, табл. 61, рис. 19.
1948. *Globotruncana fornicata* Cita, Riv. Ital. Pal. Strat., т. LIV, № 4, стр. 153, табл. III, рис. 8.
1953. *Globotruncana fornicata* Субботина, Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 76, стр. 187, табл. VIII, рис. 4—5а, б, в.

Оригинал № 229 происходит из окрестностей с. Арени Ехегнадзорского района (маастрихт).

Материал. В нашем распоряжении имелось несколько экземпляров хорошей сохранности.

Описание. Раковина овальная, двояковыпуклая, спинная сторона более выпуклая, имеет два оборота в спирали, по шесть камер в каждом обороте. Пупок открытый, широкий, диаметр составляет  $1/3$  диаметра всей брюшной стороны. Периферический край снабжен двумя киями; спинной киль выступает над брюшным, так как межкилевая стенка наклонена к пупку.

На спинной стороне камеры имеют почти серповидное очертание, несколько удлиненное. На брюшной стороне камеры удлиненные, вытянутые по спиральной оси, слабо перекрывают друг друга. Длина камер как на брюшной, так и на спинной сторонах превышает их ширину, замечается быстрое возрастание камер в обороте. Поверхность камер уплощенная. Швы на спинной стороне дугообразные, выступающие на брюшной, слегка изогнутые. Все швы как спинной, так и брюшной и околопупочной части камер и оба кия покрыты дополнительным скелетным веществом в виде тесно связанных бусовидных наростов. Устье плохо выражено (забито породой). Стенка мелкопористая, поверхность мелкошиповатая.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,47 мм.  
 „ наименьший — 0,37 мм.  
 Толщина — 0,12 мм.

Общие замечания и сравнительные заметки. Описанная нами *Globotruncana fornicata* по морфологическим признакам близка к *Globotruncana fornicata* описанной Н. Н. Субботиной [5] из верхнемеловых отложений Северного Кавказа (оригинал 5104 р. Небуг), отличается большим числом камер последнего оборота.

Местонахождение. Окрестности сс. Арени, Ахкенд, Ехегнадзорского района, северо-восточный склон г. Боз-бурун в Арташатском районе.

Геологический возраст. Маастрихт.

Распространение. *Globotruncana fornicata* на Юге СССР, обнаруживалась в верхнемеловых отложениях от эмшера до маастрихта. В Азербайджане (Северный Кобыстан) в свитках кемчи и дибрарской, в нижнесенонских отложениях Сочинского района, в туроне р. Малая Лаба, в сантоне Новороссийского района, в кампане станицы Азовский и маастрихте Туапсинского района, в формации тайлор (компан ?) Техаса, из формации риплей Западной Алабамы, в Италии — сантон-маастрихт, Армянской ССР — маастрихт.

#### *Globotruncana fungicamerata* sp. n.

Табл. II, рис. За, б, в.

Голотип № 231 происходит из Арташатского района, южный склон г. Боз-бурун (коньяк-сантон).

Материал. В нашем распоряжении имелось до 15 экземпляров хорошей сохранности этого вида.

Описание. Раковина почти округлого очертания, двояковыпуклая, спинная сторона более выпуклая, чем брюшная. Имеются три оборота в спирали. Первый оборот не различим. В каждом обороте насчитывается по шесть камер.

Периферический край крупнофестончатый, снабжен двумя сближенными киями. На спинной стороне очертание камер полукруглое, размер камер в пределах каждого оборота увеличивается постепенно.

Камеры первого оборота по размерам сильно отличаются от камер второго оборота. Отношение диаметров оборотов составляет 1:4 (первого ко второму) и 1:2 (второго к третьему). На брюшной стороне видно шесть камер. Очертание камер грибовидное (хорошо выражено на трех последних камерах). Камеры слабо перекрывают друг друга. Поверхность камеры уплощенная, шероховатая. Швы на брюшной стороне сигмоидально изогнутые, а на спинной дугообразные, выпуклые, снабжены мелкобугорчатым шовным валиком. Пупок большой составляет 1/3 диаметра раковины. Устье неразличимо.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,63 мм.  
 „ наименьший — 0,57 мм.  
 Толщина — 0,09 мм.

Сравнительные заметки. Этот вид отличается от *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), описанного из верхнемеловых отложений Пиринеев, наличием сближенных килей, выпуклостью спинной стороны, грибовидной формой поздних камер брюшной стороны.

Местонахождение. Южный склон г. Боз-бурун.

Геологический возраст. Коньяк-сантон.

*Globotruncana armenica* sp. n.

Табл. II, рис. 4а, б, в.

Голотип № 207 происходит из Вединского района, окрестности г. Кётуз (маастрихт).

Материал. В нашем распоряжении имелось несколько экземпляров этого вида плохой сохранности.

Описание. Раковина округлая, с выпуклой спинной и слабо выпуклой брюшной сторонами.

Периферический край волнистый, приостренный, мелко-зазубренный, с одним спинным килем.

На спинной стороне видны три оборота спирали, в последнем обороте 6—7 камер, по мере развития раковины камеры увеличиваются в размерах постепенно. Камеры имеют лепестковидное строение. На брюшной стороне виден только последний оборот, который состоит из шести камер. Очертание камер неправильное — четырехугольное. Пупочные концы камер усечены.

Швы сигмоидально изогнутые, а на спинной дугообразные, снабжены мелкобугорчатым шовным валиком, который является непосредственным продолжением кия, что хорошо заметно на спинной стороне.

Пупок широкий, открытый, составляет  $1/3$  часть диаметра всей раковины. Устье плохо выражено (забито породой).

Размер. Диаметр — 0,30 мм.

Толщина — 0,17 мм.

Общие замечания и сравнительные заметки. По общему строению описанная форма стоит ближе к спинно-коническим глоботрунканам. Характерным для данного вида является сильная выпуклость спинной стороны и характер швов брюшной стороны. На основании этих признаков она отличается от близкой *Globotruncana stuarti*, описанной Лаппарентом из верхнемеловых отложений Апеннин.

Местонахождение. Вединский район, подножье г. Кётуз.

Геологический возраст. Маастрихт.

*Globotruncana arca* (Cushman).

Табл. II, рис. 2а, б, в; табл. III, рис. 1—3а, б, в.

1937. *Globotruncana arca* Г л е с с н е р, Этюды микропалеонт., т. I, вып. 1, стр. 36, табл. I, рис. 10а—с.
1946. *Globotruncana arca* К е л л е р, БМОИП, отд. геологии, т. XXI (3), стр. 101, табл. III, рис. 9.
1946. *Globotruncana arca* C u s h m a n, Geol. Surv. Prof. Pap. 206, стр. 150, табл. 62, рис. 4.
1948. *Globotruncana arca* C i t a, Riv. Ital. Paleont. strat. Soc. Paleont. Ital., т. LIV, № 4, стр. 145, табл. III, рис. 2.
1953. *Globotruncana arca* С у б б о т и н а, Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 76, стр. 185, табл. IX, рис. 1—5а, б, в; табл. X, рис. 1—5а, б, в.

Оригиналы № 241—242 происходят из Вединского района (юго-западный склон г. Кётуз); № 236 из Ехегнадзорского района — окрестности с. Арени (маастрихт).

Описание. Раковина округлая, двояковыпуклая, с выпуклой спинной и слабо выпуклой брюшной. Оборотов 3, по шесть-семь камер в каждом. Периферический край крупнофестончатый с двумя киями, спинной киль слабо сдвинут на брюшную сторону. На спинной стороне видны три оборота по шесть-семь камер. Очертание ранних камер лепестковидное, а последние четыре камеры полуокруглые, поверхность камер уплощенная. Ранние камеры слабо перекрываются более поздними. Очертание камер на брюшной стороне почти круглое, камеры плотно прилегают друг к другу. Поверхность камер выпуклая. Пупочные концы камер усечены. Пупок широкий, открытый, составляет  $1/3$  диаметра всей раковины. Швы на спинной стороне дугообразные, выпуклые, снабжены шовным валиком, который является непосредственным продолжением кия, это видно хорошо на спинной стороне, на брюшной же стороне швы радиальные, вдавленные. Устье плохо выражено (забито породой). Поверхность раковины мелкошиповатая, последняя камера почти гладкая.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,44—0,64 мм.

„ наименьший — 0,35—0,54 мм.

Толщина — 0,22—0,29 мм.

Общие замечания и сравнительные заметки. Описанная нами *Globotruncana arca* отличается от описанной Н. Н. Субботиной из маастрихтских отложений Северного Кавказа (оригиналы — 5094, 5095, 5096) тем, что на брюшной стороне швы вдавленные и лишены шовных валиков (оригиналы № 241—242), а от *Globotruncana linneiana* отличается выпуклой спинной и брюшной сторонами.

Местонахождение. В известняках юго-западного склона г. Кётуз, в окрестностях с. Байбурт Вединского и сс. Арени, Ахкенд Ехегнадзорского районов. В мергелях на северо-восточном склоне г. Боз-бурун в Арташатском районе.

Геологический возраст. Кампан-маастрихт.

Распространение. *Globotruncana arca* встречается на Северном Кавказе, распространена в кампан-маастрихтских отложениях, на юго-восточном Кавказе (Азербайджан, с. Советабат) в сантоне и

кампане, а в Кобыстане в маастрихте. В Эмбенском районе в кампанских огложениях [5]. В Армянской ССР, кампан-маастрихт.

*Globotruncana ex gr. arca* (Cushman).

Табл. III, рис. 4а, б, в.

1926. *Pulvinulina arca* Cushman, Contr. Cushman. Lab. Foram. Res., т. 2, ч. 1, № 26, стр. 23, табл. 3, рис. 1.  
 1937. *Globotruncana arca* Глесснер, Этюды микропалеонт., т. I, вып. 1, стр. 36, табл. I, рис. 10а—с.  
 1946. *Globotruncana arca* Келлер, БМОИП, отд. геологии, т. XXI (3), стр. 101, табл. III, рис. 9.  
 1946. *Globotruncana arca* Cushman, Geol. Surv. Prof. Pap. 206, стр. 150, табл. 62, рис. 4.  
 1948. *Globotruncana arca* Cita. Riv. Ital. Paleont. strat. Soc. Paleont. Ital., т. LIV, № 4, стр. 145, табл. III, рис. 2.  
 1953. *Globotruncana arca* Субботина, Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 76, стр. 185, табл. IX, рис. 1—5а, б, в, табл. X, рис. 1—5а, б, в.

Оригинал № 235 происходит из Вединского района, окрестностей с. Байбурт (маастрихт).

Описание. Раковина округлая двояковыпуклая. Оборотов три, по восемь камер в каждом. Периферический край слабо фестончатый с двумя киями.

На спинной стороне очертание камер четырехугольное, поверхность уплощенная. На брюшной — округло-четырехугольного очертания. Ранние камеры слабо перекрывают более поздние. Поверхность камер слабо выпуклая. Пупочные концы усечены. Пупок широкий, открытый, составляет 1/3 диаметра всей раковины.

Швы на спинной стороне почти прямые, а на брюшной дугообразные. Швы как на брюшной, так и на спинной сторонах снабжены шовным валиком. Устье плохо выражено. Поверхность раковины мелко-шиповатая.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,6 мм.

„ наименьший — 0,6 мм.

Толщина — 0,2 мм.

Местонахождение. Вединский район, окрестность с. Байбурт. Геологический возраст — маастрихт.

БРЮШНО-КОНИЧЕСКИЕ ГЛОБОТРУНКАНЫ

*Globotruncana araratica* sp. n.

Табл. IV, рис. 1 а, б, в; 2а, б, в.

Голотип № 243, 232 происходит из Арташатского района, южный склон г. Боз-бурун (коньяк-сантон).

Материал. В нашем распоряжении имелось несколько экземпляров хорошей сохранности.

Описание. Раковина округлая, двояковыпуклая, брюшная сторона более выпуклая. Оборотов три, по четыре-шесть камер в каж-

дом. Пупок открытый, широкий, составляет  $1/3$  диаметра раковины. Периферический край крупно фестончатый, снабжен двумя сближенными киями. Межкилевая стенка суживается в средней части камеры, а к краям расширяется. На спинной стороне видны 2,5—3 оборота, по 4—6 камер в каждом. Очертание ранних камер серповидное, а последние три камеры полукруглые, поверхность камер уплощенная. На брюшной стороне очертание начальных трех камер четырехугольное, последние три камеры округлые, причем начальные три камеры слабо перекрывают друг друга. Пупочные концы камер усеченные, окаймленные валиком. На последней камере киль развит слабо. Швы на спинной стороне дугообразные, выпуклые, на брюшной — прямые, вдавленные. Швы выпуклые покрыты шовным валиком, шовный валик состоит из мелких бугорков. Устье плохо выражено (забито породой).

Размеры. Диаметр наибольший — 0,70 мм.

„ наименьший — 0,62 мм.

Толщина — 0,24 мм.

Общие замечания и сравнительные заметки *Globotruncana araratica* sp. n. по внешним морфологическим признакам приближается к *Globotruncana ventricosa* описанной Уайтом из верхнемеловых отложений Мексики, но отличается уплощенной поверхностью камер спинной стороны и сильно развитой скульптурой на брюшной стороне.

Местонахождение. Арташатский район — южный склон г. Боз-бурун.

Геологический возраст. Коньяк-сантон.

### *Globotruncana stuarti* (Lapparent)

Табл. IV, рис. 3а, б, в

1918. *Rosalina stuarti* Lapparent, Mém. carte géol. France, стр. 11, табл. I, рис. 4, 5, 6.
1937. *Globotruncana stuarti* Глесснер, Этюды микропалеонт., т. I, вып. I, стр. 39, табл. I, рис. 13.
1946. *Globotruncana arca* Келлер, БМОИП, отд. геологии, т. XXI (3), стр. 102, табл. II, рис. 17—19.
1948. *Globotruncana stuarti* Cita, Riv. Ital. Paleont. Strat. Soc. Paleont. Ital., т. LIV, № 4, стр. 160, табл. IV, рис. 7.
1949. *Globotruncana stuarti* Reichel, Ecl. Geol. Helv., т. 42, № 2, стр. 615, табл. XVI, рис. 10, табл. XVII, рис. 10.
1951. *Globotruncana stuarti* Bolli, Journ. Pal., т. 25, № 2, стр. 196, табл. 34, рис. 10—12.
1953. *Globotruncana stuarti* Субботина, Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 76, стр. 201, табл. XV, рис. 3—5а, б, в.

Оригинал № 237 происходит из окрестностей с. Байбурт Вединского района (маастрихт).

Материал. В нашем распоряжении имелось несколько экземпляров этого вида.

Описание. Раковина округлая, двояковыпуклая, линзовидная с коническо-выпуклой спинной и слабо выпуклой закругленной брюшной сторонами. Оборотов три по 7—8 камер в каждом. Периферический край с одним килем.

На спинной стороне очертание начальных камер полукруглое, а камеры последнего оборота — трапециевидные. Поверхность камер уплощенная.

На брюшной стороне очертание камер лепестковидное, они вытянуты по оси спирали и плотно налегают одна на другую. Поверхность камер слабо выпуклая. Пупок широкий, открытый, составляет  $1/3$  диаметра всей раковины. Швы на спинной стороне умеренно изогнутые, на брюшной дуговидные. Швы как на спинной, так и на брюшной сторонах снабжены валикообразными утолщениями. Устье пупочное, плохо выражено. Стенка мелкопористая.

Размеры. Диаметр наибольший — 0,62 мм.

„ „ наименьший — 0,58 мм.

Толщина — 0,20 мм.

Сравнительные заметки. *Globotruncana stuarti* описанная из окрестностей с. Байбурт, очень похожа на описанные формы Н. Н. Субботиной [5] из Северного Кавказа, отличается лишь коническо-выпуклой спинной стороной и большим количеством камер.

Местонахождение. В известняках окрестностей с. Байбурт Вединского района.

Геологический возраст. Маастрихт.

Распространение. По литературным данным [5] на северо-западном Кавказе известен в кампане и маастрихте, в окрестностях Сочи, Новороссийска, в районе станиц Хадыженская, Азовская, по рекам Белая, Малая Лаба, Хокодзь, в Азербайджане в сантоне и низах кампана, в Западной Европе в верхах кампана, в маастрихте (Пиренеи, Центральная Швейцария, Центральные Апеннины), в Армянской ССР в маастрихте (с. Байбурт).

Институт геологических наук

АН АрмССР

Поступила 6.V.1958

ՅՈՒ. Ա. ՄԱՐՏԻՐՈՍՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ՀԱՐԱՎ-ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՄԱՍԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ  
ՆՍՏՎԱՍՔՆԵՐԻ ԳԼՈՐՈՏՐՈՒՆԿԱՆԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

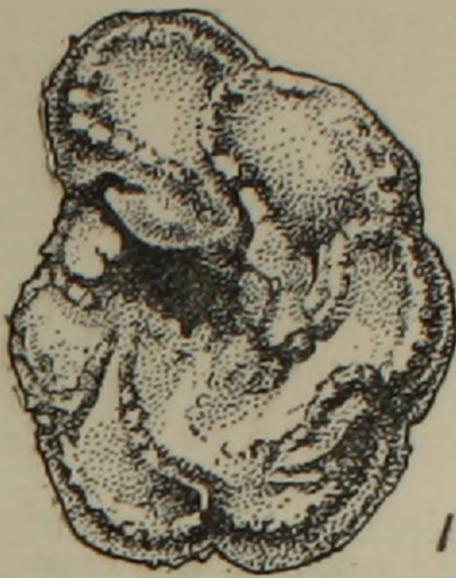
Հայկական ՍՍՌ տերիտորիայում մեծ տարածում ունեն կավճի հասակի նստվածքները:

Ռեսպուբլիկայի հարավ-արևմտյան մասում՝ Վեդու, Արտաշատի և Եղեգնաձորի շրջաններում, վերին կավճի նստվածքները, որոնք մերկանում են մի շարք անտիկլինալների միջուկներում (Երանոս-Բալբուրդ, Բողբուրուն, Քյո-

Таблица I



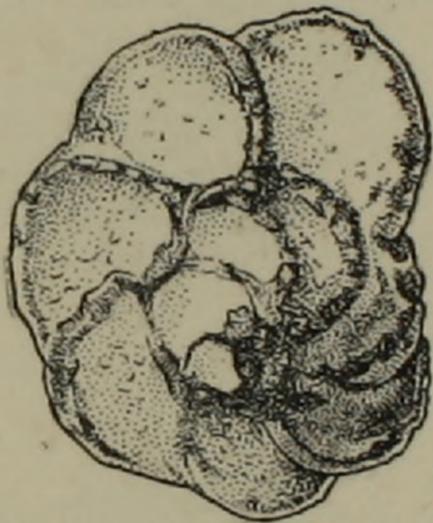
1a



1b



1e



2a



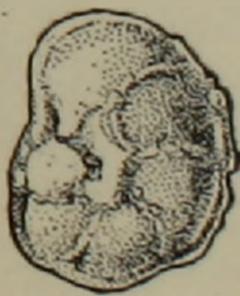
2b



2e



3a



3b

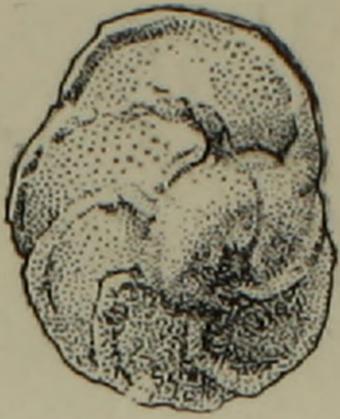


3e

Т а б л и ц а I

- 1 а, б, в. *Globotruncana lapparenti* Brotzen. стр. 10.  
Оригинал № 206, Арташатский район, южный склон г. Боз-бурун  
(коньяк-сантон), X 66.
- 2 а, б, в. *Globotruncana lapparenti* Brotzen. стр. 10.  
Оригинал № 245, Арташатский район, южный склон г. Боз-бурун  
(коньяк-сантон), X 66.
- 3 а, б, в. *Globotruncana erevanica* sp. n. стр. 11.  
Голотип № 205, Вединский район, подножье г. Кётуз (маастрихт),  
X 65.

Таблица II



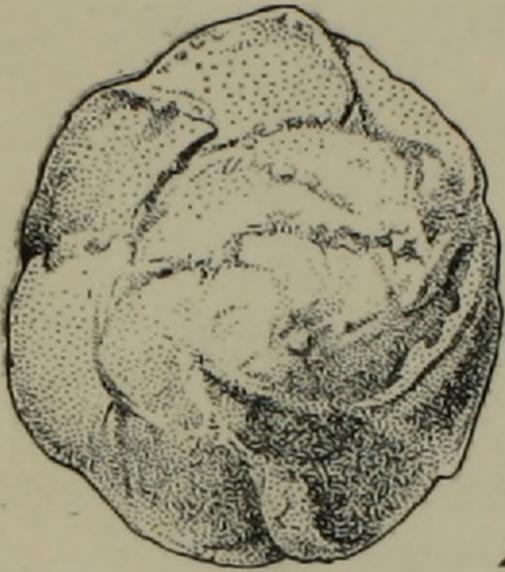
1a



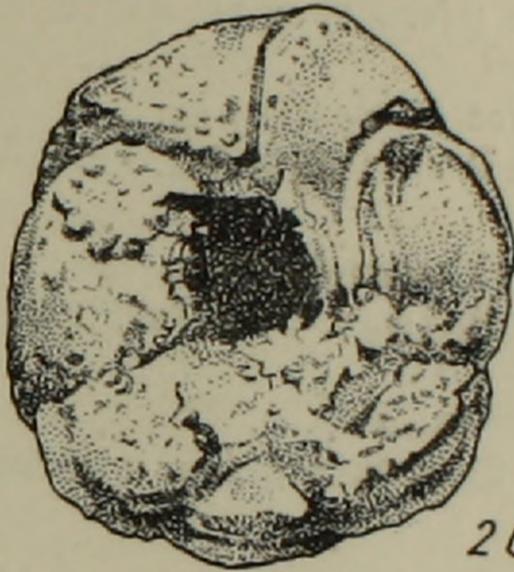
1b



1c



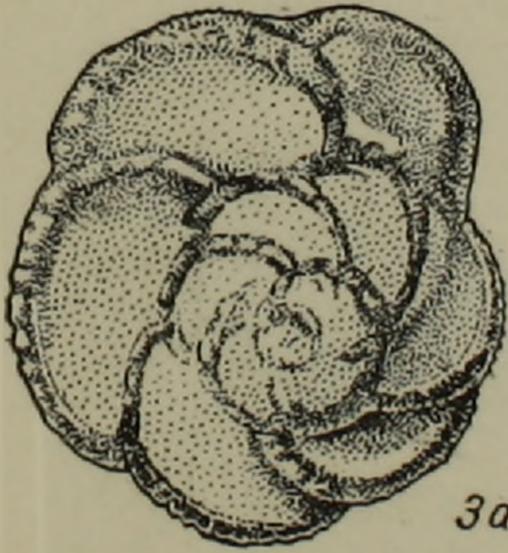
2a



2b



2c



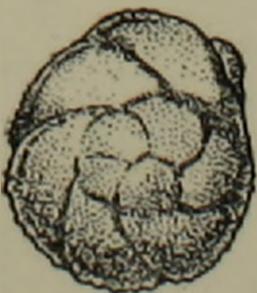
3a



3b



3c



4a



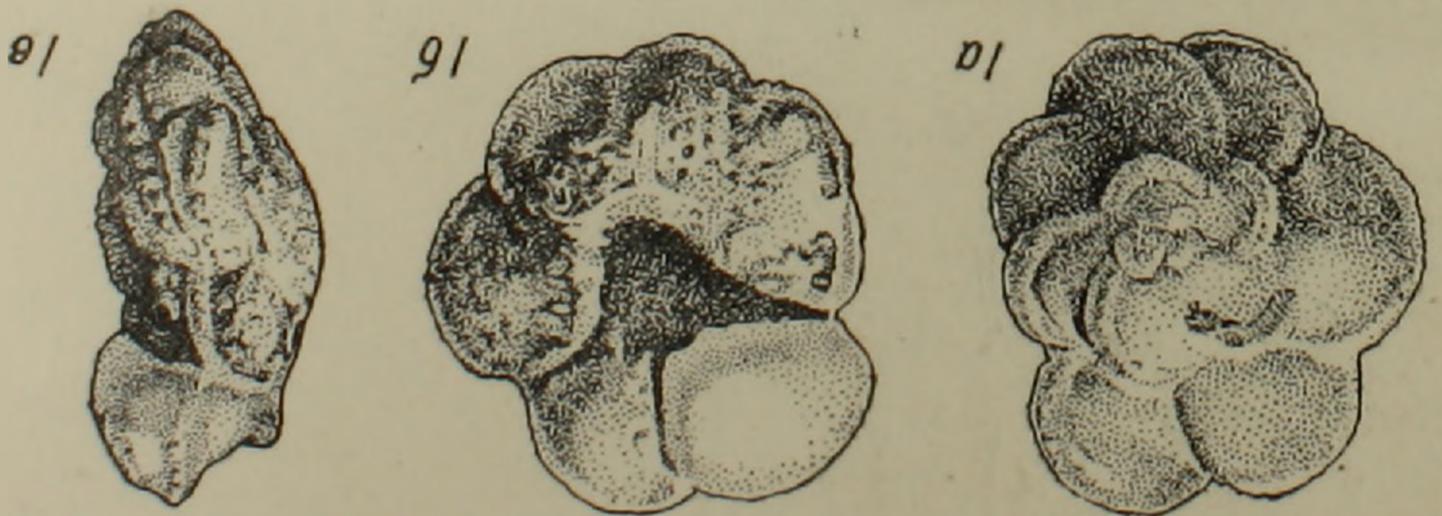
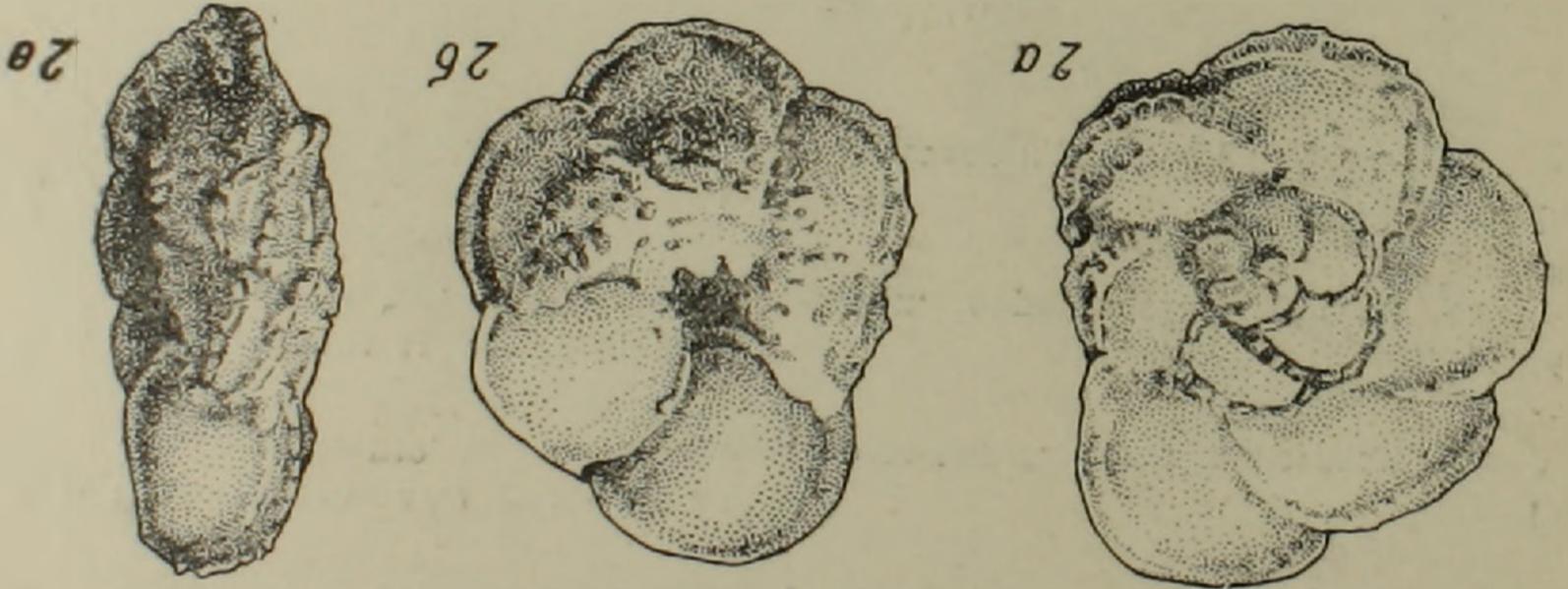
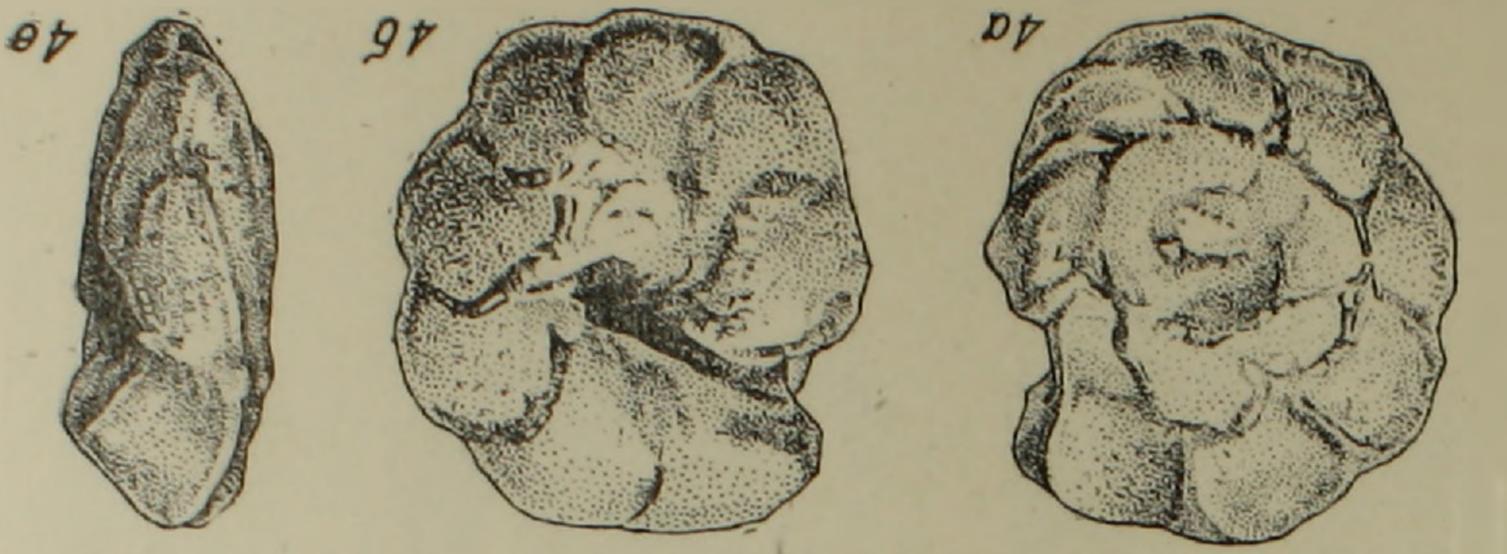
4b



4c

Т а б л и ц а II

- 1 а, б, в. *Globotruncana fornicata* P l u m m e r. стр. 12.  
Оригинал № 229, Ехегнадзорский район, окрестности с. Арени (ма-  
астрихт), X 66.
- 2 а, б, в. *Globotruncana arca* (C u s h m a n). стр. 14.  
Оригинал № 244, Вединский район, окрестности г. Кётуз (маастрихт),  
X 66.
- 3 а, б, в. *Globotruncana fungicamerata* sp. n. стр. 13.  
Голотип № 231, Арташатский район, южный склон г. Боз-бурун  
(коньяк-сантон), X 66.
- 4 а, б, в. *Globotruncana armenica* sp. n. стр. 14.  
Голотип № 207, Вединский район, подножье г. Кётуз (маастрихт),  
X 66.



Tabulæ III

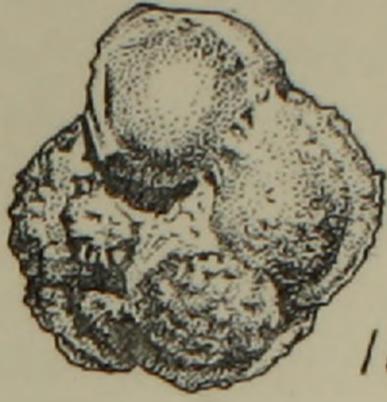
Т а б л и ц а III

- 1 а, б, в. *Globotruncana arga* (C u s h m a n). стр. 14.  
Оригинал № 241, Вединский район, подножье г. Кётуз (маастрихт),  
× 66.
- 2 а, б, в. *Globotruncana arga* (C u s h m a n). стр. 14.  
Оригинал № 242, Вединский район, подножье г. Кётуз (маастрихт),  
× 66.
- 3 а, б, в. *Globotruncana arga* (C u s h m a n). стр. 14.  
Оригинал № 236, Ехегнадзорский район, окрестности с. Арени  
(маастрихт), × 66.
- 4 а, б, в. *Globotruncana ex gr. arga* (C u s h m a n). стр. 16.  
Оригинал № 235, Вединский район, окрестности с. Байбурт (ма-  
астрихт), × 66.

Таблица IV



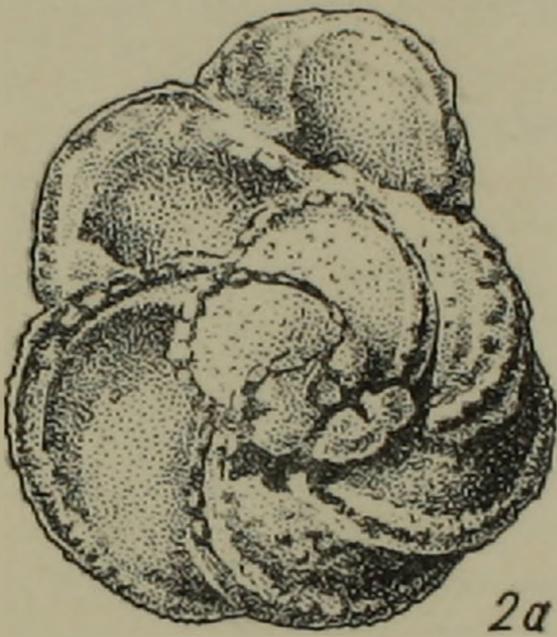
1a



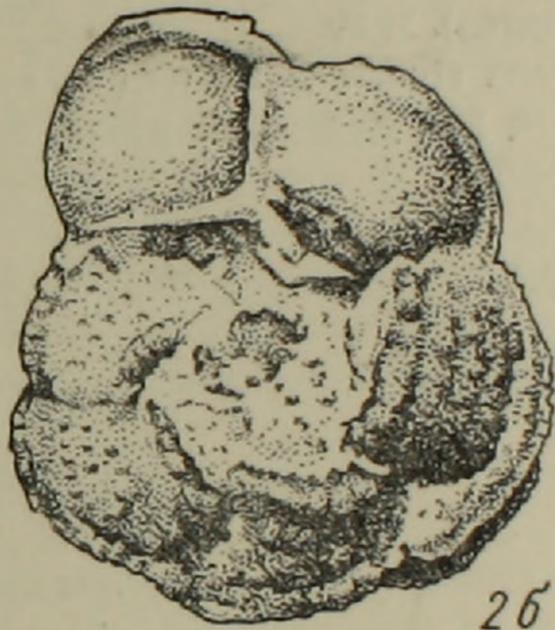
1b



1c



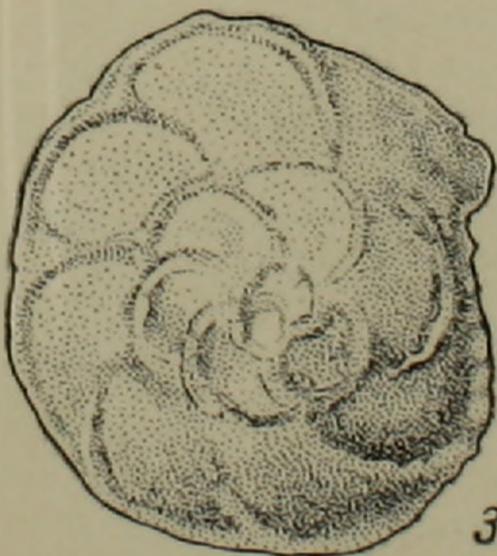
2a



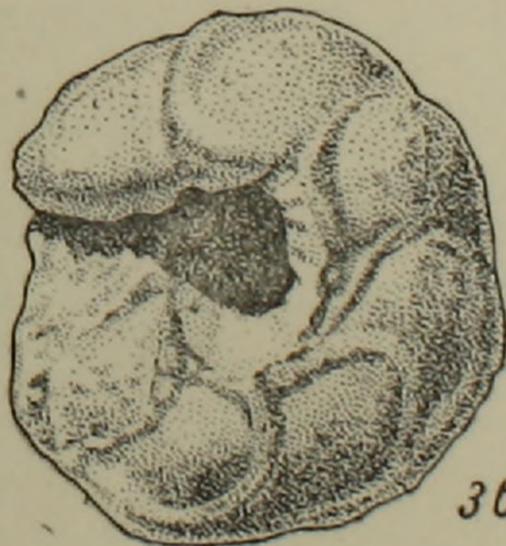
2b



2c



3a



3b



3c

Т а б л и ц а IV

- 1 а, б, в. *Globotruncana agaratica* sp. n. стр. 16.  
Голотип № 232, Арташатский район, южный склон г. Боз-бурун (се-  
нон). × 66.
- 2 а, б, в. *Globotruncana agaratica* sp. n. стр. 16.  
Голотип № 243, Арташатский район, южный склон г. Боз-бурун  
(коньяк-сантон). × 66.
- 3 а, б, в. *Globotruncana stuarti* (Larparenti). стр. 17.  
Оригинал № 237, Вединский район, окрестности с. Байбурт (ма-  
астрихт), × 66.

թուղ, Դարալաղլաղ) ներկայացված են մոխրասպիտակ-դեղնագույն կրաքարերով և վարդագույն մերգելներով:

Վերջին 5—6 տարիների ընթացքում, վերին կավճի և ստորին պալեոգենի մանր ֆորամինիֆերների տարածման օրինաչափությունների ուսումնասիրության կապակցությամբ, հեղինակին հաջողվել է մի շարք կտրվածքներում (Բայբուրդ և Արենի գյուղերի շրջակայքում, Բողբուրուն և Քլոթուզ սարերի փեշերին) հայտնաբերել վերին կավճի և ստորին պալեոգենի ֆորամինիֆերների կոմպլեքսներ, որոնք առավելապես կազմված են պլանկտոն ընտանիքների (Heterohelicidae, Globigerinidae և Globorotaliidae) ներկայացուցիչներից: Բենտոն ընտանիքների (Lagenidae, Textulariidae, Verneulinidae, Buliminidae, Rotaliidae և Anomalinidae) ներկայացուցիչները համատարար քիչ են գարգացած:

Հոդվածում աված է Globorotaliidae ընտանիքի Globotruncana ցեղի ներկայացուցիչների նկարագրությունը, ստորաբաժանված (համաձայն Ն. Ն. Սուբբոտինայի 1953 թ. տվյալների) ըստ խեցիների կառուցվածքի տիպի, երեք մասի՝ տափակ, մեջքուռուցիկ և փորուռուցիկ գլոբոտրունկանաներ:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Джафаров Д. И., Агаларова Д. А., Халилов Д. М. Справочник по микрофауне меловых отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку, 1951.
2. Глесснер М. А. О новом семействе фораминифер. Эгюды по микропалеонтологии, т. 1, вып. 3, 1937.
3. Морозова В. Г. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер. БМО П, отд. геол., т. XVII (4—5), 1939.
4. Субботина Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. Тр. ВНИГРИ, сер. А, 1936.
5. Субботина Н. Н. Глобигериниды, ханткениниды и глобороталиды. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 76, сб. IV, 1953.
6. Bolli H. The genus Globotruncana in Trinidad, B. W. J. Notes on occurrence, nomenclature and relationships between species. Journ. Pal., vol. 25, № 2, pp. 187—199, pls. 34—35, 1951.
7. Mornod L. Les Globorotalides du Cretace superieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). Ecl. Geol. Helv., vol. 42, № 2, pp. 573—595, 1 pl., 14 textfigs., 1919.
8. White M. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico (Part I), Journ. Pal., vol. 2, № 3, pp. 117—215, pls. 27—29, 1928.
9. White M. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico (Part II), Journ. Pal., vol. 2, № 4, pp. 280—317, pls. 35—42, 1928.



М. А. САТИАН

К ВОПРОСУ О ПИТАЮЩИХ ОБЛАСТЯХ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
 НОЕМБЕРЯНСКОГО И ИДЖЕВАНСКОГО РАЙОНОВ АРМЕНИИ

В результате изучения вещественного состава меловых отложений северной Армении стало возможным выделить две основные генетические ассоциации обломочных минералов, по-видимому, характеризующих определенные типы материнских пород (табл. 1). Суще-

Таблица 1

Генетические ассоциации обломочных минералов в меловых отложениях северной Армении

Т и п а с с о ц и а ц и и	
1-й т и п	2-й т и п
Циркон Биотит Роговая обманка обыкновенная Титаниг Магнетит Ильменит Полевые шпаты К в а р ц	Авгит Диопсид Гиперстен Энстатит Роговая обманка обыкновенная и базальгическая Магнетит Ильменит Плагиоклазы (средние) Обломки эффузивных пород
Граниты— —диориты	Средние и основные эффузивы

М а т е р и н с к и е п о р о д ы

ственные различия в комплексе минералов позволяют предположить, что они возникли за счет разрушения в первом случае интрузивных пород ряда гранит-диорит, а во-втором—эффузивных пород среднего и основного состава.

Очевидно, в меловую эпоху, источником сноса обломочного материала были разрушавшиеся юрские ву. каногенно-осадочные породы, слагающие Алавердский антиклинорий, кроме того, мезозойские интрузии этой территории и, наконец, вулканогенные образования верхнего мела. Это предположение находится в согласии и основывается на данных по палеогеографии меловых отложений района [8, 9].

Наиболее широко распространенные в районе средне-верхнеюрские вулканогенные породы представлены в основном плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, туфобрекчиями и туфами [6] и, в меньшей мере, кварцевыми порфирами и дацитами.

На описываемой территории интрузией доверхнемелового возраста является Кохб-Шнохский массив кварцевого диорита.

Наряду с предположением о третичном возрасте этой интрузии [6], в настоящее время имеются данные [1, 7, 10], указывающие на ее досеноманский возраст. В минералогическом составе кварцевых диоритов Кохб-Шнохской интрузии [5] преобладают плагиоклазы (олигоклаз-андезин), затем кварц (15—20%), роговая обманка и биотит (5—20%); акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, апатитом, цирконом, а вторичные — эпидотом, клиноцоизитом, лейкоксеном и карбонатом. Среди возможных источников питания нужно указать зоны контактово-измененных пород, связанных с этой интрузией ороговикованные порфириты, амфиболовые роговики, эпидот-магнетитовые скарны и вторичные кварциты. Такова предельно сжатая характеристика тех петрографических типов пород, которые могли бы служить источником обломочного материала во время формирования меловых отложений.

Изложенные соображения, конечно, еще недостаточны для более достоверного решения этого вопроса. Поэтому дополнительно приведем сравнение типоморфных особенностей некоторых минералов, входящих в подмеченные генетические ассоциации осадочных пород мела и в состав предполагаемых материнских пород, в частности, таких широко распространенных минералов, как циркон, биотит, полевые шпаты и некоторые пироксены.

**Циркон.** В меловых отложениях циркон наиболее характерен для альба и верхнего сенона и в меньшей степени для сеномана и турон-сантона [фиг. 1]\*.

Наиболее часто встречаются зерна бесцветные или с едва уловимым светложелтоватым оттенком, размером до 0,1 мм, иногда до 0,2 мм, состоящие из комбинации призмы [110] и бипирамиды [111] и относительно слабо развитых граней (311) и (100). В основном это умеренно удлиненные, неокатанные или слабо окатанные кристаллы. Включения, наблюдаемые в них, прозрачные, игловидные и неправильной формы (газа или жидкости, возможно апатита). Реже отмечаются непрозрачные включения, в частности, магнетита и ильменита.

Такие цирконы преобладают во всех почти разрезах за исключением альба и сантона *хр.* Далидаг, где наряду с ними, встречаются отчетливо светложелтые цирконы, которые по форме отличаются дополнительным развитием пирамидальных граней.

Такие светложелтые цирконы, в малом количестве, обнаружены

---

\* За стратиграфическую основу указанной схемы приняты данные А. А. Атабеяна [2, 3].

также в турон-сантоне разреза с. Кохб, в верхнем сантоне саригехского и ачаджурского разрезов. Встречаются реже, но весьма характерны уплощенные бесцветные и бочёнковидные светлорозовато-желтые зерна циркона (разрез *хр.* Далидаг). Редко, главным образом в верхнем сеноне кохбского и саригехского разрезов, отмечались кристаллы зонарного строения, а также сростки кристаллов по призме.

Из предполагаемых материнских пород циркон описан в кварцевых диоритах Кохб-Шнохского массива, где указывается [5] на присутствие циркона призматической и неправильной формы, размером изредка до 0,1 мм. При шлиховой съемке\* района выхода этой интрузии было выявлено, что обычно циркон составляет более половины неэлектромагнитной тяжелой фракции естественных шлихов. В основном это светложелтые (почти бесцветные) призматические, бипирамидальные кристаллы циркона, размером 0,2—1,2 мм. Некоторые из них содержат включения ильменита.

Биотит. Наиболее распространен коричневый биотит (в зависимости от толщины агрегата оттенок меняется от желто-коричневого до темнокоричневого). Характерен для меловых отложений разрезов *хр.* Далидаг и с. Кохб. Присутствует в виде пластин неправильной формы с рваными краями, реже (кампан-маастрихт с. Кохб) в форме хорошо сохранившихся шестигранных пластинок и иногда в виде удлиненных призматических индивидов, образовавшихся, видимо, в условиях свободного роста [4]. Показатель преломления ( $n_m$ ) равен 1,642—1,646. В ряде случаев наблюдаются включения пузырьков газа или жидкости, редко циркона. Спектральный анализ коричневых биотитов показал в них содержание железа и присутствие титана (также  $Zr$  и  $V$ ). Другая разновидность—это красный, буровато-красный, кирпично-красный и оранжевый биотит. Распространен преимущественно в меловых отложениях ачаджурского и саригехского разрезов, в верхних горизонтах кампан-маастрихта разреза с Кохб.

Красный биотит отмечается только в виде пластин неправильной формы с рваными краями. Усредненный показатель преломления равен 1,696. Помимо перечисленных типов, изредка встречаются бурые и буровато-зеленые зерна биотита неправильной формы.

Если обратиться к возможным источникам биотита в меловых отложениях, то выявляется весьма интересная деталь.

Среди интрузивных пород Кохб-Шнохского массива В. Г. Грушевым [5] описан темнокоричневый первичный биотит, причем в качестве преобладающей разности, и затем зелено-бурая вторичная слюда приконтактово-измененных зон.

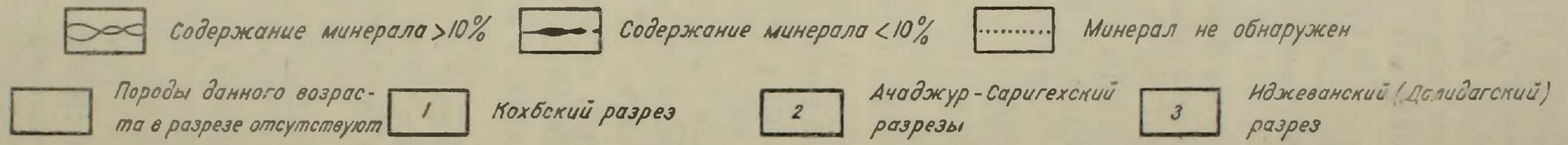
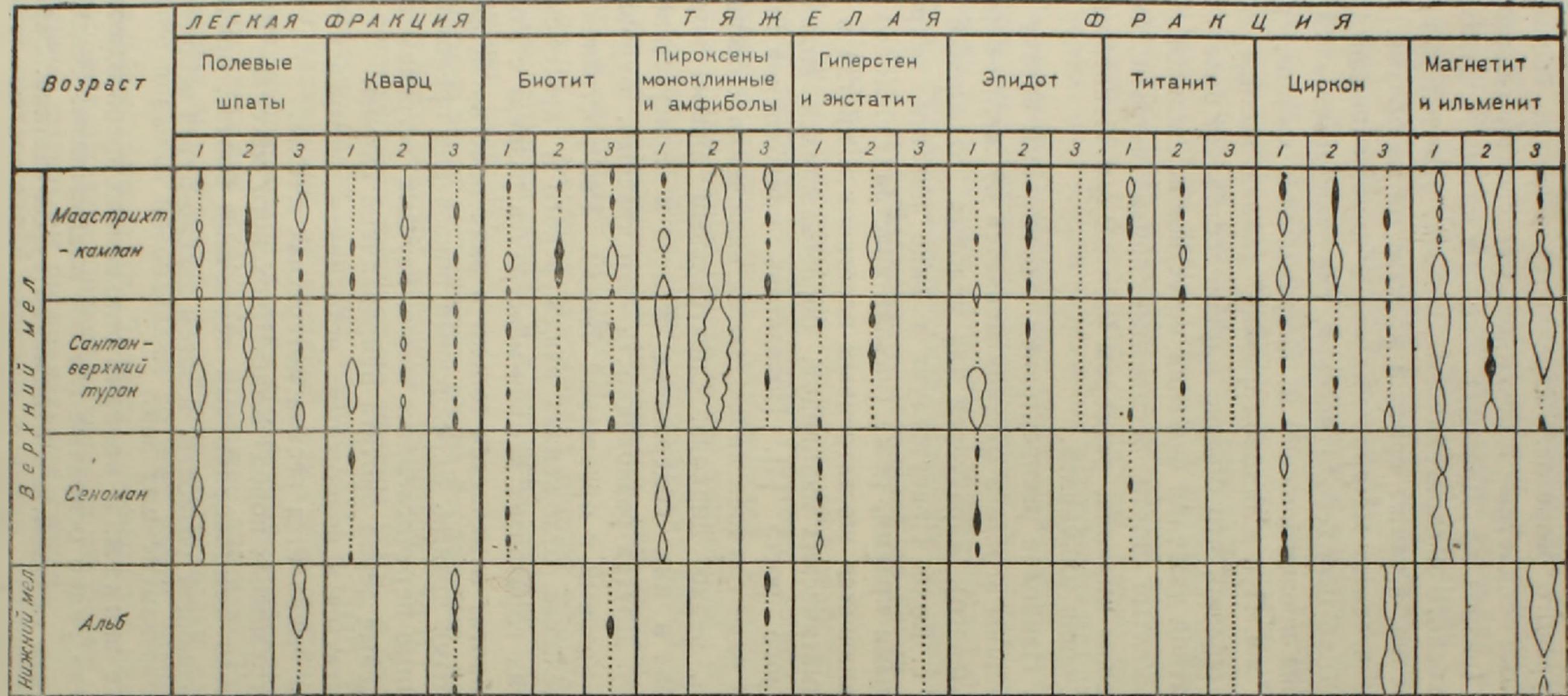
Полевые шпаты. В меловых отложениях преобладают кислые и средние, очень редко основные (№ 50) плагиоклазы. Андезин характерен главным образом для отложений турон-сантона. Зерна анде-

---

\* Съемка проводилась в 1944 г. экспедицией ИГН АН АрмССР под руководством И. Г. Магакьяна.

# РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МИНЕРАЛОВ В МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ИДЖЕВАНСКОГО И НОЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Фиг. 1



зина часто зонарного строения, полуокатанной и окатанной, а также неправильной формы, полуразложенные. Калиевые полевые шпаты встречаются редко. В предполагаемых материнских эффузивных породах юры полевые шпаты представлены главным образом олигоклаз-андезином [6].

Наконец, для пород Кохб-Шнохской интрузии, помимо олигоклаза-андезина, в краевых фациях отмечается [5, 7] присутствие лабрадора и, в целом, для пород этой интрузии характерно весьма малое содержание калишпата.

Моноклинные пироксены. Представлены авгитом и реже диопсидом. Зерна авгита короткопризматической, неокатанной или неправильной формы, зеленого цвета. Обычно они содержат включения пузырьков газа или жидкости, а также рудных минералов. Для диопсида характерна светлозеленая окраска и зазубренность краев зерен.

В вулканогенных породах юры описываемого района авгит распространен весьма широко и является одним из главных породообразующих минералов.

Как видно из приведенных сопоставлений, некоторые минералы меловых отложений и предполагаемых материнских пород обнаруживают общность по их относительному содержанию, а также по цвету, форме, включениям, хотя нужно отметить, что недостаточная минералого-петрографическая изученность предполагаемых материнских пород, в частности аксессуарных минералов, затрудняет общую корреляционную задачу.

Таким образом, имеющиеся данные позволяют предположить, что значительная часть обломочного материала в общем балансе мелового седиментогенеза образовалась за счет разрушавшихся в меловой период вулканогенно-осадочных образований средне-верхнеюрского возраста междуречья среднего течения рр. Агстев и Дебед.

Роль верхнеюрских карбонатных пород в этом процессе менее ясна. В частности, обломки этих пород изредка встречаются в вулканогенно-осадочных образованиях турон-сангона. Вероятно, их участие в аутигенном минералообразовании мелового периода было намного значительнее. Из изложенного далее следует, что в строении меловых отложений, вероятно, принимал участие обломочный материал из разрушавшихся доверхнемеловых интрузий. В этом отношении в первую очередь можно назвать Кохб-Шнохскую интрузию кварцевого диорита.

В заключении отметим, что в настоящей статье мы не останавливаемся на значении верхнемелового эффузивного цикла, безусловно оказавшего существенное влияние на процесс осадкообразования в верхнемеловое время.

## Մ. Ա. ՍԱԹՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՆՈՅՆՄԲԵՐՅԱՆԻ ԵՎ ԻՋԵՎԱՆԻ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ ԿԱՎՃԻ  
ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՍՆՄԱՆ ՄԱՐՋՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋԸ

## Ա մ փ ո փ ու մ

Կավճի նստվածքների նյութական կազմի ուսումնասիրությունը թույլ է տալիս առանձնացնելու բեկորային միներալների երկու դեմնատիպական ասոցիացիաներ, որոնք բնութագրում են մալր ապարների տիպերը:

Առաջին ասոցիացիա՝ ցիրկոն, բիոտիտ, տիտանիտ, մագնետիտ, իլմենիտ, դաշտային շպատներ, կվարց, որը հավանաբար համապատասխանում է գրանիտ-դիորիտ շարքի ինտրուզիվ ապարներին:

Երկրորդ ասոցիացիա՝ ավգիտ, դիոպսիդ, հիպիրստեն, էնստատիտ, սովորական և քաղալտիպական հոռնբլենդ, մագնետիտ, իլմենիտ, պլազիոկլազներ (միջին), էֆուզիվ ապարների բեկորներ, որոնք համապատասխանում են միջին և հիմքային էֆուզիվ մալր ապարներին:

Կավճի ապարների միներալոգիական կազմության և Աղստև ու Դեբեդ գետերի միջին հոսանքի միջագետքի յուրայի հասակի մալր ապարների (?) համեմատությունը թույլ է տալիս ենթադրել, որ բեկորային նյութի արտաբերման աղբյուր են հանդիսացել վերոհիշյալ յուրայի էֆուզիվ ապարները, ինչպես նաև մինչվերինկավճային հասակի ինտրուզիվները (Շնոխ-Կողբյան ինտրուզիվ):

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Ереван, 1949.
2. Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств., и техн. наук, том V, № 4, 1952.
3. Атабекян А. А. К вопросу сеномана с. Иджеван АрмССР, ДАН АрмССР, том XVII, № 1, 1953.
4. Винчелл А. Н. Опгическая минералогия, Изд. ИЛ, 1949.
5. Грушевой В. Г. Ингузия кварцевого диорита у селения Кульп и Шнох Алавердского района АрмССР. Материалы ЦНИГРИ, 1941.
6. Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп, ОНГИ—НКГП, 1934.
7. Пидисян Г. О. О Кохбской гранодиоритовой ингузии, Изв. АН АрмССР, том III № 2, 1950.
8. Ренгартен В. П. Тр. Сов. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР, Баку, 1951.
9. Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время, Тр. Института геол. и укл. вып. 123, геол. сер, № 41, 1950.
10. Хачатрян Э. А. О возрасте Кохбской ингузии, Изв. АН АрмССР, том III, № 8, 1950.

Э. А. ХАЧАТУРЯН

## О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ РУД КАФАНСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кафанское месторождение меди, расположенное в юго-восточной части Армянской ССР, близ г. Кафан, известно давно, изучено и описано многими исследователями [4, 5, 7, 10, 12, 14]. В многочисленных работах, посвященных Кафанскому месторождению, приведены данные по геологическому строению и структуре рудного поля и всего района, вещественному составу и геохимическим особенностям руд, генезису месторождения и т. д. Минералогическая характеристика месторождения довольно детально приведена в работах В. Н. Котляра, Ю. А. Арапова, Н. М. Прокопенко, И. Г. Магакьяна и др. В процессе наших исследований были получены некоторые новые данные, которые излагаются в настоящей статье.

В геологическом строении района месторождения принимают участие эффузивно-осадочные породы юрского возраста, слагающие широкую и пологую антиклиналь северо-западного простирания с максимальным поднятием шарнира на участке Кафанского месторождения.

Рудные тела, представленные типичными трещинными жилами и участками прожилково-вкрапленного оруденения, расположены преимущественно среди гидротермально измененных—окварцеванных, серицитизированных, хлоритизированных, пиритизированных кварцевых порфириров среднеюрского возраста.

Руды Кафанского месторождения характеризуются весьма сложным минералогическим составом. Кроме главных рудообразующих минералов—пирита и халькопирита в них, в различных количественных соотношениях, присутствуют: галенит, сфалерит, ковеллин, борнит, теннантит, энаргит, а также вновь обнаруженные алтант, петцит, реньерит и станнин. Вторичные минералы представлены: самородной медью, халькозином, теноритом, купритом, малахитом, азурином, хризоколлой, ярозитом и др. Основным жильным минералом является кварц, подчиненное значение имеют кальцит и барит.

Более подробно остановимся на описании гипогенных минералов.

Галенит встречается в подчиненном количестве в виде единичных зерен в составе некоторых жил в рудниках № 6, Барабатум и др. в тесной ассоциации с сфалеритом, реже халькопиритом и теннантитом; образует ангедральные выделения с треугольниками выкрошивания. Тоненькие прожилки галенита иногда наблюдаются в полях сфалерита и халькопирита.

Наблюдения показывают, что в рудах Кафана галенит является одним из поздних минералов.

Алтаит описан в другой нашей статье [15], поэтому здесь лишь отметим о степени распространенности алтаита и тесно с ним связанного петцита.

В изученных аншлифах алтаит встречается в заметном количестве, занимает от 20 до 30% площади шлифов и очень тесно ассоциируется с галенитом, сфалеритом и петцитом; последний в виде ангедральных включений спорадически присутствует в полях алтаита. Иногда, в тесном срастании с карбонатом и кварцем, алтаит образует прожилки, секущие сфалеритовые поля. Нередко наблюдаются структуры разъедания и замещения сфалерита и галенита алтантом. Эти взаимоотношения указывают на более позднее выделение теллуридов.

Вместе с теллуридами, в подчиненном количестве, встречаются также пирит, халькопирит и теннантит.

Петцит в аншлифах встречается в виде мелкозернистых агрегатов и небольших включений неправильной формы преимущественно в полях алтаита. Размеры отдельных выделений составляют от 0,03–0,05 до 0,1–0,3 мм в поперечнике. Иногда очень мелкие зерна петцита развиваются в полях сфалерита или же совместно с алтантом и халькопиритом окаймляют зерна теннантита.

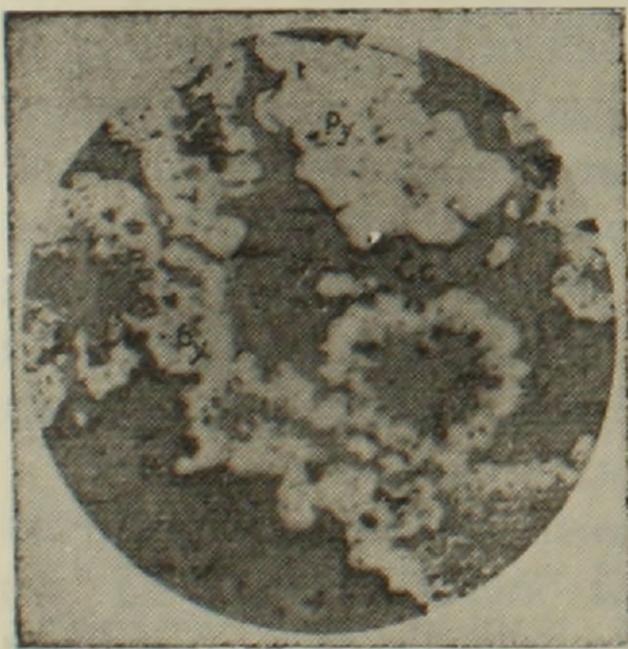
Судя по литературным данным, алтаит и петцит характерны главным образом для золото-кварцевых жил в парагенезисе с самородным золотом, теллуридами золота и серебра, пиритом, галенитом и сфалеритом; кроме того, оба минерала встречаются в медноколчеданных и полиметаллических рудах.

Наличие теллуридов—алтаита и петцита в тесной ассоциации с карбонатом в медных рудах Кафанского месторождения и их взаимоотношения с сульфидами—халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом позволяют выделить более позднюю и низкотемпературную карбонат-алтаит-петцитовую стадию минерализации.

Халькозин в тесной связи с колломорфным пиритом довольно часто и в заметном количестве отмечается в составе руд жилы № 9 рудника № 6.

В полированных шлифах халькозин встречается в виде зернистых агрегатов, заполняющих промежутки между колломорфными выделениями пирита. Местами мелкозернистый пирит в виде вытянутых цепочек окаймляет агрегаты халькозина.

В просмотренных образцах и полированных шлифах наблюдается довольно простая ассоциация халькозина с пи-



Фиг. 1. Выделения первичного халькозина (Cu<sub>2</sub>S) в тесной ассоциации с колломорфным пиритом (FeS<sub>2</sub>). Полир. шл. 4, X120.

ритом с весьма незначительной ролью других сульфидов. Взаимоотношения халькозина с колломорфным пиритом позволяют говорить о почти одновременном выделении этих двух минералов. По отношению к кристаллическому пириту ранней генерации халькозин является более поздним (раздробленные кристаллы пирита нередко замещены и пересечены прожилками халькозина). Вторичные минералы в изученных аншлифах, как правило, отсутствуют.

В отраженном свете халькозин отличается своим голубоватым оттенком, содержит примесь ковеллина. Однако, наряду с ковеллином, в халькозине присутствует также твердый раствор борнита. При больших увеличениях часто заметны пластинчатые включения борнита в агрегатах халькозина.

В скрещенных николях халькозин слабо анизотропный с еле заметным цветным эффектом; двуотражение и внутренние рефлексии в воздухе отсутствуют.

Перечисленные характерные свойства: бледный голубой цвет, слабый эффект анизотропии, отсутствие двуотражения и внутренних рефлексии, а также тесные взаимоотношения халькозина с пиритом и отсутствие вторичных минералов в изученных аншлифах — позволяют говорить о присутствии гипогенного халькозина в рудах Кафанского месторождения.

Сфалерит в медных рудах Ленгруппы содержится в небольшом количестве, но по сравнению с галенитом встречается чаще. Присутствие сфалерита отмечается в рудах жил №№ 3 бис, 6 бис, 7 рудника № 1—2.

В аншлифах сфалерит образует ангедральные поля и агрегаты в тесном сростании с халькопиритом и теннантитом. Иногда раздробленные зерна пирита пересечены и по трещинкам замешены прожилочками, состоящими из смеси халькопирита и сфалерита.

Эти взаимоотношения минералов указывают на то, что сфалерит выделился позже пирита, и почти одновременно с халькопиритом. По отношению к теннантиту и более поздним генерациям халькопирита, сфалерит является ранним, так как прожилки обоих минералов часто секут образования последнего. Кроме того, сфалерит пересечен также прожилками кальцита, несущего, в виде включений, зерна алтанта и сфалерита. Последнее обстоятельство



Фиг. 2. Огорочки халькопирита (Sp), окаймляющие поля сфалерита (Sl).  
Полир. шл. 39,  $\times 100$ .

наводит на мысль о наличии различных генераций сфалерита. Действительно, в полированных шлифах встречаются два разных сфалерита: 1) содержащий мелкую точечную эмульсию халькопирита и 2) лишенный

этой эмульсии, хотя и в этом случае сфалерит тесно сростается с халькопиритом.

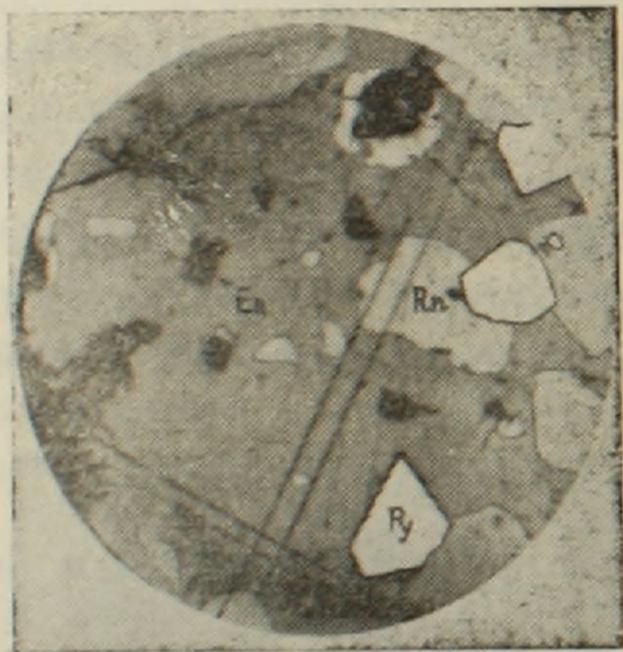
**Ковеллин.** О присутствии первичного ковеллина в рудах Кафанского месторождения упоминают предыдущие исследователи.

Гипогенный ковеллин встречается редко и в подчиненном количестве. Нами обнаружен в рудных жилах из нижних горизонтов рудника № 6, где вторичные минералы вовсе отсутствуют.

В аншлифах ковеллин наблюдается в виде мелких ангедральных выделений в ассоциации с первичными минералами—пиритом, энаргитом, борнитом, халькопиритом и теннантитом. Наиболее часто ковеллин отмечается в полях энаргита и борнита в тесной связи с пиритом. По отношению к сфалериту ковеллин более ранний, так как выделения последнего иногда пересекаются прожилками сфалерита. Взаимоотношения ковеллина с остальными минералами настолько тесны, что говорить о времени образования не представляется возможным. Во всяком случае ковеллин выделился одновременно с образованием основной сульфидной минерализации месторождения.

**Реньерит.** Минерал по своим свойствам отвечающий реньериту  $(Cu, Fe, Ge, Zn) S$  в рудах Кафана обнаружен впервые.

Мелкие выделения минерала встречаются в виде единичных зерен неправильной формы размером до 0,05—0,1 мм в тесной ассоциации с энаргитом, борнитом, теннантитом и ковеллином. Характерным является нахождение ангедральных зерен минерала, преимущественно в полях энаргита, в тесном сростании с борнитом.



Фиг. 3. Мелкие выделения реньерита (Rn) в полях борнита (Bo) и энаргита (En). Светлое — пирит (Py). Полир. шл. 10,  $\times 40$ .

Рядом с окисленным борнитом зерна описываемого минерала по своей свежести и типичному оранжевому цвету узнаются легко. В отличие от борнита, германиевые минералы не окисляются и довольно четко выделяются на фоне первого. Часть зерен в виде включений находится в полях энаргита (без борнита), где эти выделения устанавливаются легко.

В отраженном свете цвет описываемого минерала оранжевый с слабым коричневатым оттенком. По своей отражательной способности минерал очень близок к теннантиту;  $R$  реньерита порядка 30%. Твердость средняя, полируется хорошо, по своему рельефу от энаргита почти не отличается, спайность отсутствует. Минерал сильно магнитен.

При скрещенных николях минерал отличается сильной анизотропностью с цветным эффектом от оранжево-коричневатого до голубовато-серого тонов. Двуотражение сильное, в воздухе цвет минерала

меняется от оранжевого до бледных желтоватых тонов. В масле явление двуотражения усиливается.

Химический анализ минерала не выполнен вследствие трудности отбора материала, однако присутствие германия спектрально отмечается в чисто отобранных энаргите и борните. Согласно данным спектральных анализов\* относительно повышенное содержание элемента наблюдается в энаргите (0,005—0,008‰); в борните же — порядка 0,001‰.

Химические анализы энаргита, выполненные на рассеянные элементы, в том числе и на германий, подтверждают данные спектральных анализов, однако показывают несколько заниженные (0,00—0,003‰) содержания элемента.

Сочетание характерных диагностических свойств минерала — оранжевый цвет, ярко выраженный цветной эффект анизотропии и двуотражения, средняя твердость, сильная магнитность — позволяют отнести его к реньериту.

Следует отметить, что литературные сведения относительно минералов германия очень скудные. Сравнительно полные данные по парагенетическим взаимоотношениям германита и реньерита в рудах Тсумеба (Юго-западная Африка) мы находим в работе Ч. Б. Склера и Б. Г. Гейера [17]. Им удалось обобщить существующий фактический материал по некоторым германиевым минералам и привести химические анализы реньерита.

Борнит в составе руд встречается в подчиненном количестве, но в некоторых жилах, вытесняя халькопирит, приобретает существенное значение. По нашим наблюдениям, к таким телам следует отнести жилу № 19 рудника № 6, жилу № 9 рудника № 1—2 и др., в которых книзу халькопирит вытесняется борнитом. В иных случаях, в ряде жил борнит образует отдельные скопления среди богатой халькопиритовой руды.

Под микроскопом, в отдельных шлифах борнит встречается в заметном количестве, образуя срастания с пиритом, халькопиритом, теннантитом и энаргитом. Некоторые шлифы почти полностью состоят из борнита, содержащего включения пирита, теннантита. В ряде случаев борнит окаймляет и выполняет пространства между эвгдральными зернами пирита и агрегатами халькопирита.

Наблюдения показывают, что основная масса борнита выделилась почти одновременно с колломорфным пиритом, халькопиритом и теннантитом.

Структурное травление реактивом J в KJ выявило аллотриоморфнозернистую структуру борнита. Однако, кроме мелкозернистой, для гилогенного борнита характерна также колломорфная структура, ко-

---

\* Спектральные анализы выполнены в лаборатории Ленинградского Горного института, а химические анализы — в лабораториях ИМГРЭ АН СССР и ИГН АН АрмССР.

торая выражается в тонкодисперсных сростках колломорфного борнита с колломорфным пиритом и халькопиритом.

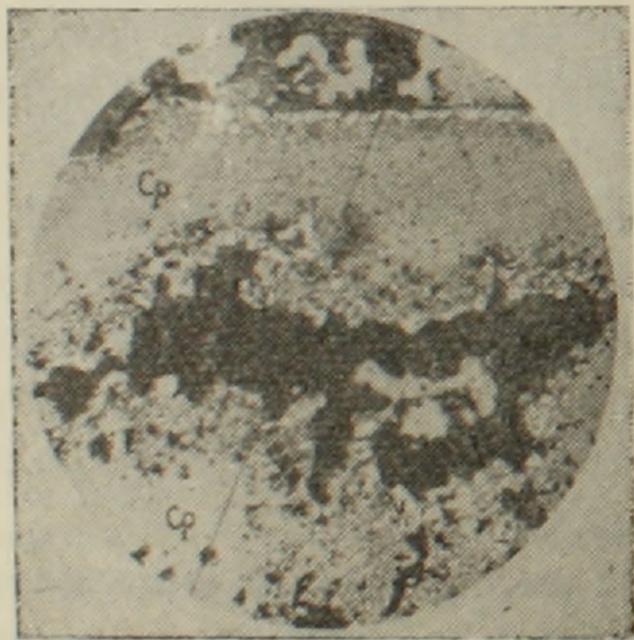
В рудах месторождения наряду с гипогенным устанавливается также гипергенный борнит, в частности в образцах из верхних частей жил. Вторичный борнит обычно развивается за счет халькопирита в тесной ассоциации с халькозином и ковеллином.

Халькопирит является преобладающим рудным минералом медных жил и тесно ассоциируется с пиритом и кварцем. В ряде случаев массивный халькопирит слагает отдельные участки жил, но преобладающим типом руд является халькопирит-пиритовый. В иных случаях халькопирит встречается в виде подчиненной примеси в других типах руд. Таким образом, количественные соотношения халькопирита резко различны.

В рудах Кафанского месторождения халькопирит развит в двух разновидностях — колломорфной и кристаллической, при обычном преобладании последней.

Колломорфный халькопирит нами встречен в рудниках № 1—2 (жила № 6 бис), № 6 (жила № 9), в капитальной штольне (жила № 29).

Изучение полированных шлифов показало, что халькопирит образует поля, состоящие из кристаллических агрегатов или колломорфных выделений в тесной ассоциации с пиритом. Халькопирит часто окаймляет идиоморфные, иногда слегка корродированные зерна пирита или же развивается в нем по трещинам, образуя структуру замещения. В жилах нередко наблюдается как пирит от зальбандов жил



Фиг. 4. Колломорфные образования пирита (Py) и халькопирита (Cu). Темное — кварц. Полир. шл. 87.  $\times 70$

к центру сменяется халькопиритом. Все это показывает, что халькопирит, по отношению к основной массе кристаллического пирита, является более поздним минералом. Вместе с тем, в ряде случаев халькопирит вместе с колломорфным пиритом образует тесные срастания с характерной метаколлоидной структурой. Надо полагать, что в данном случае оба минерала являются одновременными образованиями. Кроме того, отмечается еще пирит более поздний, чем халькопирит. Более поздний пирит в полях халькопирита образует цепочки зерен или же метакристаллы.

Тесные срастания халькопирита устанавливаются также с борнитом, теннантитом, энаргитом, сфалеритом. В полях последнего халькопирит нередко образует мелкую эмульсионную вкрапленность.

Структурное травление царской водкой ряда образцов халькопирита выявило его зернистую структуру.

Взаимоотношения халькопирита с другими минералами показывают, что он начал выделяться после пирита ранней генерации, а главная его масса образовалась почти одновременно с колломорфным пиритом.

Пирит в рудах Кафанского месторождения встречается довольно часто и в значительном количестве; является одним из главных рудообразующих минералов. Нередко пирит в количественном отношении превалирует над халькопиритом. Кроме того, пирит в виде вкрапленности развит в гидротермально измененных породах.

В полированных шлифах пирит образует агрегаты зерен и отдельные метакристаллы, величиной 0,5—1 до 2 мм, иногда и более крупных размеров. Наряду с кристаллическими индивидами наблюдаются также колломорфные образования, почковидные, иногда кольцевидные скопления пирита, которые в виде цепочек встречаются в полях халькопирита.

По форме выделения можно различить несколько генераций пирита. Наиболее ранний пирит выделился до процессов рудообразования во вмещающих породах при их гидротермальном изменении.

Крупнокристаллический пирит, образующий сплошные участки в серноколчеданных или пирит-халькопиритовых рудах, следует отнести к следующей генерации. В полированных шлифах наблюдается кристаллическое строение этого пирита и его выделение раньше всех остальных рудных минералов. К третьей генерации относится колломорфный пирит в тесной ассоциации с халькопиритом, теннантитом и борнитом. Пирит этой генерации образовался почти одновременно с частью халькопирита. К более поздней генерации следует отнести кристаллический пирит, наблюдаемый в виде единичных зерен в кварцевых и кварц-кальцитовых прожилках, секущих сульфидные жилы.

Марказит в рудах месторождения играет весьма подчиненную роль, встречается редко в виде отдельных кристаллических зерен в полях пирита. Размеры отдельных кристаллических зерен составляют от 0,05 до 0,3 мм. Иногда эти зерна неоднородны и состоят из различно ориентированных кристаллов. При скрещенных николях выявляется чрезвычайно характерный для минерала очень сильный цветной эффект анизотропии. Различно ориентированные кристаллы приобретают контрастную — густую фиолетовую, зеленую и желтую окраску.

Двуотражение марказита отчетливо наблюдается в воздухе и сопровождается слабым цветным эффектом. В описываемых шлифах марказит полнокристаллический, в связи с чем явление двуотражения создает впечатление полиминеральности агрегата — разно ориентированные кристаллические индивиды окрашиваются в разные — нежные зеленоватые и сиреневые тона.

Теннантит обычно встречается вместе с халькопирит-борнитовыми рудами, особенно часто наблюдается в колломорфных пирит-халькопиритовых образованиях. Теннантит присутствует в незначи-

тельных количествах, но иногда, в отдельных участках жил образует небольшие скопления.

В полированных шлифах теннантит в виде мелких ангедральных выделений встречается в колломорфных рудах в тесном срастании с халькопиритом, борнитом и сфалеритом. Иногда образует тонкие прожилочки, секущие борнитовые поля. В участках, сложенных крупными выделениями халькопирита, теннантит часто развивается за счет первого, причем иногда в теннантите наблюдаются остатки почковидных скоплений халькопирита. В сплошных полях халькопирита теннантит нередко образует целую сеть прожилков.

Судя по всему, теннантит выделился позже халькопирита и борнита и почти одновременно со сфалеритом.

Энарцит в рудах Кафанского месторождения впервые установлен Ю. А. Араповым. Энарцит встречается в тесной ассоциации с пиритом в жилах №№ 8, 9 рудника № 6. Вообще роль энарцита в составе руд подчиненная, однако местами он образует заметные скопления, состоящие из крупнокристаллических агрегатов.

В отраженном свете энарцит серовато-белый со слабым розоватым оттенком, сильно анизотропный, в скрещенных николях заметны красные рефлексы, усиливающиеся в масле.

Энарцит в полированных шлифах встречается в виде отдельных удлиненных зерен размером до 0,5 мм или же образует сплошные ангедральные поля, состоящие из зернистых агрегатов в тесном срастании с пиритом. По отношению к кристаллическому пириту ранней генерации энарцит более поздний; наблюдается замещение раздробленных кристаллов пирита энарцитом. С колломорфным же пиритом энарцит образует тонкодисперсные срастания, особенно четко наблюдаемые на стыках этих двух минералов. Местами цепочки мелких колломорфных выделений пирита окаймляют кристаллические агрегаты энарцита. В полях энарцита почти постоянно присутствуют зерна борнита и образования ковеллина, реже мелкие выделения халькопирита, теннантита, станнина, люцонита и реньерита.

Спектральными анализами в энарците установлено наличие следующих элементов: Fe до 10%, Cu > 10%, Pb от 0,03 до 0,1%, Ag от 0,03 до 0,05%, Sb ~ 3%, Bi от 0,03 до 0,05%, As от 3 до 10%, Zn от 3 до 10%, Cd от 0,01 до 0,03%, Te ~ 0,1%, Sn 0,05--0,1%, Ge 0,005--0,008% и Ga ~ 0,01%.

Данные химического анализа чисто отобранного энарцита из жилы № 9 рудника № 6 показывают следующие содержания элементов: Cu — 42,23%, As — 15,65%, S — 30,33, Sb — 1,40%, и Fe — 9,89%. В отличие от теоретического состава энарцита, в данном случае наблюдается несколько заниженное содержание главных компонентов — Cu, As, S, и отмечается присутствие примесей Sb в незначительном количестве и Fe в более повышенной концентрации, чем это допускается теоретически (Fe до 5,7%).

Люцонит встречается в подчиненном количестве и устанавли-

вается только под микроскопом в полях энаргита; отличается от энаргита весьма характерным признаком — тонкой пластинчатой сдвойникованностью.

Отражательная способность люционита немного выше, чем у энаргита, в отраженном свете цвет его коричневато-розовый с слабым оранжевым оттенком. Минерал сильно анизотропен, с ярким цветным эффектом в темных красновато-фиолетовых и светлых оливково-зеленых тонах. Вследствие обилия пластинчатых двойников двуотражение наблюдается отчетливее, чем у энаргита. В отличие от энаргита, люционит при строго скрещенных николях гаснет под углом  $30^\circ$  (по И. Г. Магакьяну  $20-25^\circ$ ). Внутренние рефлексии отсутствуют.

Станнин в рудах Кафана установлен впервые. Минерал встречается редко и в резко подчиненном количестве в полях пирита вместе с теннантитом или в энаргитовых полях в сростаниях с пиритом. Он образует мельчайшие округлые или удлиненные ангедральные включения размером от 0,05 до 0,1 мм.

В отраженном свете станнин устанавливается благодаря его характерному оливковому оттенку. В скрещенных николях минерал заметно анизотропен с цветным эффектом от зеленоватого до розового. В мелких выделениях выявляется характерное для станнина двойниковое строение.

Спектральными анализами присутствие олова в количестве 0,05—0,1% отмечается в некоторых пробах энаргита и халькопирита из рудника № 6.

Прежде чем упомянуть о гипергенных минералах, следует подчеркнуть, что зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения на Кафанском месторождении представлены слабо. В связи с этим вторичные минералы встречаются спорадически и играют весьма незначительную роль в общем балансе руд.

Среди гипергенных минералов в том или ином количестве встречаются малахит, азурит, ковеллин, халькантит, вторичные борнит и халькозин, самородная медь, куприт, тенорит, хризоколла, ярозит, различные гидроокислы железа, а из нерудных — гипс и каолин.

Основным жильным минералом является кварц, встречающийся в нескольких генерациях, но кроме него в подчиненном количестве присутствуют кальцит, барит, доломит, реже сидерит, флюорит, апатит и др.

В рудах Кафанского месторождения наблюдаются самые различные типы текстур и структур, образование которых тесно связано с условиями отложения рудного вещества в отдельных рудных телах.

Среди текстур наиболее широко развитыми являются массивная и колломорфная, которые характеризуются сплошным незаконочёрным заполнением трещин плотной халькопиритовой или пирит-халькопиритовой рудой с небольшой примесью жильного кварца. Наряду с массивной и колломорфной, для руд Кафана характерны также полосчатая, брекчиевидная, вкрапленная и друзовая текстуры.

В структурном отношении руды Кафанского месторождения проявляют большое разнообразие. Для руд характерны различные структуры, начиная от кристаллизационных и кончая структурами давления. Однако, наиболее распространенными структурами являются зернистая, кристаллическая, метаколлоидная и структура пересечения и замещения одних минералов другими.

Данные, полученные при изучении вещественного состава руд, их текстурных и структурных особенностей, характера околорудных изменений боковых пород, позволяют коснуться вопроса о парагенетических ассоциациях минералов и стадиях минерализации на Кафанском месторождении.

Все различия сочетаний минералов, наблюдаемые на Кафанском месторождении, естественно, обусловлены соотношениями концентраций химических компонентов в растворах в момент реакции в различных участках.

Следует отметить, что изучение возрастных соотношений различных сочетаний минералов приводит к выводу об относительно длительном периоде времени, в течение которого происходили эти реакции. Этим следует объяснить и обилие генераций отдельных минералов—пирита, сфалерита, халькопирита, кварца в рудах Кафанского месторождения. Подобный процесс развития рудоотложения и смены одних минеральных сочетаний другими, очевидно, был обусловлен изменением физико-химических условий рудоносных растворов во времени.

На основании изучения различных типов руд, развитых на разных участках, и возрастных соотношений минеральных агрегатов, в Кафанском рудном поле выделяются следующие основные парагенетические ассоциации минералов: 1) кварц-пиритовая, 2) пирит-борнит-халькопиритовая, 3) пирит-халькозин-энаргитовая, 4) кальцит-сфалерит-галенитовая и 5) кальцит-алтаит-петцитовая.

В отмеченных парагенетических ассоциациях минералов в тех или иных количественных соотношениях часто наблюдается примеси сульфидов, сульфосолей и сульфоарсенатов—галенита, сфалерита, гипогенных ковеллина, халькозина и борнита, теннантита, люционита, станнина, реньерита и др. Внутри отдельных минеральных ассоциаций некоторые из перечисленных минералов образуют двух- и трехфазные равновесия. Так, например, во второй ассоциации наблюдается парагенезис борнита и халькопирита, в третьей — особый интерес представляют бинарные парагенезисы пирита и борнита (без халькопирита), пирита и халькозина, пирита и энаргита, в четвертой — нередко отмечается трехфазный парагенезис галенита, сфалерита и теннантита.

С теоретической точки зрения такое разнообразие парагенетических соотношений минералов в рудах Кафанского рудного поля находит свое подтверждение и указывает на постепенное повышение концентрации серы в растворах на определенных стадиях рудообразования.

Как показывают исследования А. Г. Бетехтина [2], проведенные по изучению парагенетических соотношений минералов в системе  $\text{Cu—Fe—S}$ , парагенезисы пирит+борнит, пирит+халькозин и пирит+ковеллин могут возникать лишь в условиях повышенной и высокой концентрации серы в растворах.

Наличие в рудах Кафанского месторождения таких минералов, как борнит, халькозин, энаргит, теннантит, станнин, реньерит и их тесная ассоциация с пиритом и халькопиритом, являются вполне закономерными и объясняются вхождением их в состав парагенезисов систем  $\text{Cu—Fe—S}$  и  $\text{Fe—Cu—As—S}$ .

Выделенные парагенетические соотношения минералов представляют собой различные этапы единого процесса формирования оруденения в Кафанском рудном поле и отвечают отдельным стадиям минерализации.

Все исследователи, изучавшие характер распределения оруденения в Кафанском рудном поле, отмечают многостадийность минерализации. Так, например, Н. М. Прокопенко выделяет три стадии минерализации, причем основной стадией, обусловившей промышленную ценность месторождения, считает первую—кварц-пирит-халькопиритовую. По Ю. А. Арапову и И. Г. Магакьяну на Кафанском месторождении имели место четыре стадии минерализации и отложение основной массы медных минералов происходило в третью стадию. В работе С. С. Ванюшина, Ю. А. Лейе и Э. Г. Малхасяна [3] рассматриваются шесть-семь стадий минерализаций, при этом главная масса полезного ископаемого была выделена в третью—медную стадию.

Полученные нами данные позволяют в формировании оруденения Кафанского рудного поля выделить следующие стадии минерализации.

В начальный этап формирования месторождения происходило гидротермальное изменение—окварцевание, хлоритизация, серицитизация пород с отложением пирита. Весь этот процесс начался до формирования оруденения и продолжался в последующих стадиях минерализации.

В первую стадию минерализации по уже раскрывшимся трещинам и полостям происходит поднятие металлоносных растворов и отложение кварца, пирита, частично, и халькопирита. Формируются тела, сложенные пиритовой и кварц-пиритовой рудой с подчиненной ролью халькопирита.

Во вторую стадию минерализации происходит отложение основной массы медного оруденения—халькопирита, борнита с подчиненным количеством пирита. Для этой стадии типичен пирит-борнит-халькопиритовый парагенезис с преобладанием в рудах последнего. Характерным признаком рудоотложения является метаколлоидный характер руд, указывающий на их отложение из коллоидных растворов. Руды сложены из колломорфного халькопирита, борнита, пирита и отличаются своей массивной текстурой. Многие участки жил имеют номинеральный халькопиритовый состав.

С Х Е М А  
последовательности выделения минералов

стадии минерализации Минералогический состав	Дорудное ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД	I КВАРЦ-ПИРИТОВАЯ	II МЕДНАЯ	III МЕДНО-МЫШЬЯКОВАЯ	IV ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ	V СТАДИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕЛЛУРИД.	VI КОНЕЧНАЯ БЕЗРУДНАЯ
Кварц							
Хлорит			-----	-----			
Серицит			-----			-----	
Апатит							
Рутил							
Пирит			-----	-----		-----	-----
Халькопирит		-----	-----	-----		-----	-----
Борнит			-----	-----			
Халькозин			-----	-----	-----		
Энаргит			-----	-----			
Люционит			-----	-----			
Реньерит			-----	-----			
Кобеллин			-----	-----			
Сфалерит				-----	-----		
Теннантит			-----	-----	-----		
Станнин				-----	-----		
Галенит					-----	-----	
Алтаит					-----	-----	
Петцит					-----	-----	
Марказит						-----	-----
Кальцит				-----	-----		
Барит						-----	-----
Доломит						-----	-----
Сидерит						-----	-----
Шлюорит						-----	-----

В более позднюю — третью стадию выпадают руды пирит-халькозин-энаргитового состава и образуют отдельные локальные участки в зоне, расположенной вдоль гипсового разлома в руднике № 6. В рудах данной медно-мышьяковой стадии, кроме основных минералов, в качестве примеси, присутствуют также борнит, теннантит, станнин, люционит, реньерит и др. Подобная минеральная ассоциация и присутствие в ней равновесных ассоциаций пирита с борнитом, пирита с халькозином, говорят о повышенной концентрации серы в растворах. Для пирита и халькозина типичны колломорфные зернистые структуры, что свидетельствует о коллоидном происхождении руд данного типа.

Четвертая стадия, представленная полиметаллической минерализацией, на собственно Кафанском месторождении проявлена слабо, однако, в рудном поле в целом образует отдельные участки и слага-

ет в основном оруденение в рудниках им. Шаумяна, Халадж, Чинар и др. Морфологически рудные тела представлены сложными жилами, состоящими из сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, теннантита с редкой примесью самородного золота, алтаита и тетрадимита. В рудах преобладают массивные и полосчатые текстуры,

В следующую—пятую стадию минерализации образуются карбонат-алтаит-петцитовые руды, которые локально развиты в более поздних северо-западных трещинах, на двух-трех горизонтах рудника № 1—2. Участки с заметным скоплением алтаита вместе с сфалеритом были обнаружены в 1957 году работниками Кавказской партии Центральной экспедиции в районе шестого южного квершлага, горизонта—810, рудника № 1—2. Эти скопления теллуридов приурочиваются к трещинам, прослеживающимся в северо-западном направлении вдоль Хазнинского разлома. Руды в основном состоят из сфалерита, галенита, алтаита, с примесью петцита, халькопирита и пирита. Жильные минералы представлены кварцем и кальцитом с преобладанием последнего. Такая необычная для рудного поля ассоциация теллуридов—алтаита и петцита вместе с сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом, по-видимому, обусловлена повышением концентрации теллура в рудоносных растворах в последние стадии минералообразования.

В рудах данной ассоциации развиты преимущественно массивные текстуры грубозернистого строения, без признаков колломорфных структур.

Шестая и последняя стадия является завершающей и проявляется отложением маломощных прожилков, состоящих из кварца, карбоната, барита с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита и других сульфидов.

В заключение следует отметить, что проведенные исследования позволили в значительной мере детализировать минералогию Кафанского месторождения и, впервые в его рудах обнаружить и описать такие редкие минералы, как алтаит, петцит, реньерит, станнин.

Изучение различных типов руд и возрастных соотношений минеральных агрегатов дало основание выделить для Кафана пять основных парагенетических ассоциаций минералов. Внутри отдельных парагенетических ассоциаций минералов часто выделяются весьма интересные бинарные парагенезисы, преимущественно пирита с борнитом, энаргитом и халькозином.

Парагенетические соотношения минералов представляют собой различные этапы единого процесса формирования оруденения в Кафанском рудном поле и отвечают отдельным стадиям минерализации.

Выделенные стадии минерализации указывают на то, что в Кафанском рудном поле рудообразование протекало в течение длительного периода времени, в несколько этапов и в тесной связи с трещинообразованием. Некоторые отличия в минералогическом составе руд отдельных участков рудного поля свидетельствуют о различной ин-

тенсивности образования новых трещин или повторного раскрытия ранее существующих трещин; этот процесс предшествует отдельным стадиям минералообразования.

Институт геологических наук  
АН АрмССР

Поступила 3.XI.58

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ

## ՂԱՓԱՆԻ ՊՂՆՁԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԿՈՑԻԱԿԱՆ ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Ղափանի պղնձի հանքավայրն ուսումնասիրվել և նկարագրվել է մի շարք հետազոտողների կողմից: Բազմաթիվ աշխատություններում շոշափվում են հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքին, հանքանյութերի միներալոգիական կազմին և գեոքիմիական նշաններին վերաբերվող հարցեր: Հանքավայրի միներալոգիան լուսաբանված է մասնավորապես Վ. Ն. Կոտլյարի, Յու. Ա. Արապովի, Ն. Մ. Պրոկոպենկոյի, Հ. Գ. Մաղաքչյանի և ուրիշների աշխատություններում: Այնուամենայնիվ, մեր ուսումնասիրությունների պրոցեսում ստացվել են նոր տվյալներ, որոնք շարադրվում են սույն հոդվածում:

Ղափանի հանքանյութերը բնութագրվում են բարդ միներալոգիական կազմով: Բացի հանք առաջացնող գլխավոր միներալներ՝ պիրիտից և խալկոպիրիտից, հանքանյութերում տարբեր քանակական հարաբերակցությամբ հանդիպում են գալենիտ, սֆալերիտ, կոփելին, տենանտիտ, էնարգիտ, հիպերդեն միներալներից տենորիտ, խալկոզին, կուպրիտ, մալախիտ, ազուրիտ, խրիզոկոլա, իսկ երակալիտներից՝ կվարց, կալցիտ, բարիտ և այլն:

Անհրաժեշտ է նշել, որ նկարագրված սովորական միներալների հետ մեկտեղ հանքանյութերում հալտնաբերվել են նաև մի քանի հազվագյուտ միներալներ՝ ալթաիտ, պետցիտ, ռենյերիտ, ստանին: Վերջիններից առանձնապես հետաքրքրական են ալթաիտը և ռենյերիտը, որպես հազվագյուտ էլեմենտների՝ տելուրի և գերմանիումի ինքնուրույն միներալներ:

Ղափանի հանքանյութերի համար հատուկ է տեքստուրաների և ստրուկտուրաների բազմազանությունը: Տեքստուրաներից կարելի է թվել դանդաժալինը, կոլոմորֆը, շերտավորը, բրեկչիանմանը, ցանավորը, գրուդալինը, ստրուկտուրաներից՝ հատիկավորը, բլուրեղալինը, մետակոլոիդալինը և այլն:

Կատարած ուսումնասիրությունները և փաստական տվյալների վերլուծումը թույլ են տալիս կանգ առնել Ղափանի հանքավայրի միներալների պարագենետիկ առոցումների և հանքայնացման ստադիաների հարցի վրա:

Տարբեր տիպի հանքանյութերի և նրանց մեջ միներալային ագրեգատների հասակային փոխհարաբերությունների ուսումնասիրությունների հիման վրա Ղափանի հանքադաշտում անջատվում են միներալների հետևյալ պարա-

գենետիկ ասոցումները՝ 1) կվարց-պիրիտային, 2) պիրիտ-բոռնիտ-խալկոպիրիտային, 3) պիրիտ-խալկոզին-էնարգիտային, 4) կալցիտ-սֆալերիտ-գալենիտային, 5) կալցիտ-ալթաիտ-պետցիտային: Նշված պարագենետիկ ասոցումներում այս կամ այն քանակությամբ հաճախ դիտվում է սուլֆիդների, սուլֆոսաղերի և սուլֆոարսենատների՝ գալենիտի, սֆալերիտի, հիպոգեն կովինի, խալկոզինի և բոռնիտի, տենանտիտի, լյուցոնիտի, ստանինի, ռենջերիտի և այլ միներալների խառնուրդ:

Թված միներալներից մի քանիսն առաջացնում են երկ- և երֆազային հավասարակշիռ ասոցումներ. այսպես օրինակ, հետաքրքրական են պիրիտի և բոռնիտի, պիրիտի և խալկոզինի, պիրիտի և էնարգիտի բինար պարագենետիկ հավասարակշիռ ասոցումները: Այս փաստերը խոսում են այն մասին, որ Ղափանի հանքայնացման առաջացման պրոցեսում հիդրոթերմալ լուծույթներում տեղի է ունեցել ծծմբի կոնցենտրացիայի աստիճանական աճ:

Միներալների պարագենետիկ ասոցումները ներկայացնում են Ղափանի հանքայնացման ձևավորման միասնական պրոցեսի առանձին փուլեր և համապատասխանում են միներալացման առանձին ստադիաներին:

Հետազոտողներից Ն. Մ. Պրոկոպենկոն անջատում է միներալացման երեք, Յու. Ա. Արսպոզը և Հ. Գ. Մաղաքյանը՝ չորս, իսկ Ս. Ա. Վանյուշինը, Յու. Ա. Լեյեն և Է. Գ. Մալխասյանը [3]՝ վեց—յոթ ստադիաներ:

Հանքավայրի ձևավորման սկզբնական փուլում տեղի է ունենում կողային ապարների հիդրոթերմալ վերամշակում, որը շարունակվում է նաև միներալացման հետագա ստադիաներում:

Առաջին ստադիայում արդեն առաջացած ճեղքերով բարձրացող մետաղաբեր լուծույթներից անջատվում են կվարցը, պիրիտը և մասամբ խալկոպիրիտը:

Երկրորդ ստադիայում առաջանում է պղնձի հանքայնացման հիմնական զանգվածը: Ավելի ուշ, երրորդ ստադիայում անջատվում են պիրիտ-խալկոզին-էնարգիտային կազմի հանքանյութերը, որոնք հատկապես № 6 հանքում առաջացնում են առանձին տեղամասեր:

Չորրորդ ստադիան ներկայացված է բազմամետաղային հանքայնացմամբ, որը բնորոշ է Ղափանին կից Շահումյանի անվ., Սալաշ, Չինար, հանքավայրերի համար: Բազմամետաղային հանքայնացումը հետևյալ՝ հինգերորդ ստադիայում փոխարինվում է կալցիտ-ալթաիտ-պետցիտայինով, որը կազմված է սֆալերիտից, ալթաիտից և գալենիտից և մասամբ խալկոպիրիտի, պիրիտի և պետցիտի խառնուրդից:

Վերջին ստադիան արտահայտված է կվարցի, կարբոնատի, բարիտի երակիկներով, որոնք երբեմն պարունակում են պիրիտի, խալկոպիրիտի և այլ սուլֆիդների ցան:

Միներալառաջացման ստադիաները ցույց են տալիս, որ Ղափանի հանքայնացումը ներկայացրել է երկարատև պրոցես:

Հանքադաշտի առանձին տեղամասերի հանքանյութերի միներալոգիական կազմի միջև եղած որոշ տարբերությունները վկայում են հանքայնացման ստադիաներին նախորդող նոր ճեղքերի առաջացման կամ հենքի կրկնակի բացման ինտենսիվության մասին:

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Аракелян Р. А., Пиджян Г. О.* Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН АрмССР. т. XXII, № 1, 1956.
2. *Бетехтин А. Г.* Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов, Зап. ВМО, ч. 80, вып. 2, 1951.
3. *Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г.* Кафанское медное месторождение. Изд. НТО ЦМ., 1957.
4. *Ванюшин С. С.* Геологические условия образования штокверков в Кафанском рудном поле. Изв. АН АрмССР, № 4, 1957.
5. *Вартапетян Б. С.* О структуре и новом типе оруденения в Зангезуре. Сов. геол. сборн. № 29, 1948.
6. *Грушевой В. Г., Русаков М. П.* Зангезур, его геолого-промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, № 19—20, 1934.
7. *Грушевой В. Г.* Интрузивные породы Зангезура и в связи с ним оруденение. Мат. ВСЕГЕИ, сборн. № 5, 1940.
8. *Додин А. Л.* Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района (Армения). Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.
9. *Котляр В. Н.* Структура Зангезурского рудного поля. Изв. АН СССР, № 2, 1933.
10. *Котляр В. Н., Додин А. Л.* Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, № 3, 1937.
11. *Магакьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, № 4, 1950.
12. *Магакьян И. Г.* Рассеянные и редкоземельные металлы. Изд. АН АрмССР, 1957.
13. *Мкртчян С. С.* Новые данные по стратиграфии Южного Зангезура. Изд. АН АрмССР, № 4, 1944.
14. *Мкртчян С. С.* Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
15. *Хачатурян Э. А.* Алтаит и петцит в рудах Кафанского месторождения. ДАН АрмССР, т. XXVI, № 3, 1958.
16. *Шутлив Ф. А.* Зангезурское медно-полиметаллическое месторождение в Армении. Труды МГРИ. т. 20, 1940.
17. *Sclar Ch. B. and Geier B. H.* The Paragenetic Relationships of Germanite and Renierite from Tsumeb South West Africa. Econ. Geol. vol. 52, N 6, 1957.
18. *Ramdohr Paul.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.

А. С. ФАРАМАЗЯН

## К МИНЕРАЛОГИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каджаранское медно-молибденовое месторождение расположено в Кафанском районе АрмССР.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные породы эоцена, прорванные сложным Мегри-Ордубадским плутоном третичного возраста. Месторождение локализовано в породах монцонитового ряда, которые по данным С. А. Мовсисяна [2] относятся к первой фазе интрузивной деятельности указанного плутона.

В структурном отношении месторождение приурочено к висячему боку крупного Дебаклинского разлома север-северо-западного простирания, прослеживающегося с некоторыми перерывами на расстоянии 35—40 км к югу.

По морфологии рудных тел оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом с подчиненной ролью мощных кварц-сульфидных жил.

Детальное изучение минералогического состава руд в различных парагенетических ассоциациях, их текстурно-структурных взаимоотношений в забоях, полированных шгуфах и шлифах, проведенное автором в течении 1956—1957 гг., позволило выделить ряд стадий минерализации. Многостадийность рудообразования указывает на сложность геолого-тектонических и физико-химических условий формирования руд. Последнее констатируется также широким распространением различных катакластических структур и структур замещения ранее выделенных минералов более поздними.

Самым широким распространением на месторождении пользуются кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопиритовая и кварц-халькопиритовая стадии минерализации, представляющие промышленный интерес. Процесс рудообразования на месторождении замыкается полиметаллической стадией минерализации, имеющей локальное развитие.

Наши исследования\* позволили в полиметаллических рудах штоль-

\* При изучении описываемых руд большую пользу принесли автору консультации и указания проф. И. С. Волынского.

ни 1—2, совершенно не затронутых гипергенными процессами, установить самородный висмут и ряд минералов теллура.

Полиметаллические руды на месторождении образуют прожилки мощностью 3—5 см, реже больше. Они имеют симметрично-полосчатую текстуру. В прожилках минерализация развивается от зальбандов к середине в следующем порядке: пирит, иногда с мелкочешуйчатым молибденитом, сфалерит, халькопирит, энаргит (люционит), галенит, блеклые руды. Жильные минералы представлены кварцем и карбонатом. Очевидно, в той же последовательности находится выделение их из рудоносных растворов.

Самородный висмут и минералы теллура образуют вкрапленность в главных рудных минералах полиметаллической стадии минерализации размерами в поперечнике от сотых и тысячных долей мм до 0,1—0,15 мм. Кроме того, иногда образуют каемки разъедания полей галенита, тончайшие субграфические структуры замещения галенита и блеклых руд. По-видимому, их выделение происходило в последнюю стадию образования халькопирита, главным образом, вместе с галенитом и позже.

В распределении теллуридов намечается определенная закономерность: больше они встречаются в полях галенита в ассоциации с блеклыми рудами, несколько меньше в халькопирите и еще меньше — сфалерите. В выделениях пирита — крайне редки.

Отмеченное распределение теллуридов подтверждается также данными спектральных анализов\* минералов-носителей (табл. 1) отобранных под бинокулярным микроскопом.

Таблица 1

Элемент	Содержание в процентах			
	пирит	сфалерит	халькопирит	галенит
Te	не обнаруж.	0,01—0,03	0,05—0,09	0,1

Спектральный анализ полиметаллической руды (штуфная проба) показал следующие результаты (в ‰): Mo—0,03; Cu—5—10; Pb>1; Ag—0,05—0,09; As—0,01—0,03; Bi—0,01—0,03; Zn>1; Te—0,01—0,03; Ga—0,001; Ge—0,001; Au—следы, Ni и Co—не обнаружены.

Химический анализ той же пробы обнаружил: Se—0,0055‰ и Te—0,024‰ (аналитик Н. З. Курбанова, ИМГРЭ, Москва).

Минералы определялись в основном методами минераграфии в комплексе с микрохимией, спектроскопическими и химическими анализами. Более достоверно удалось определить алгаит и самородный висмут.

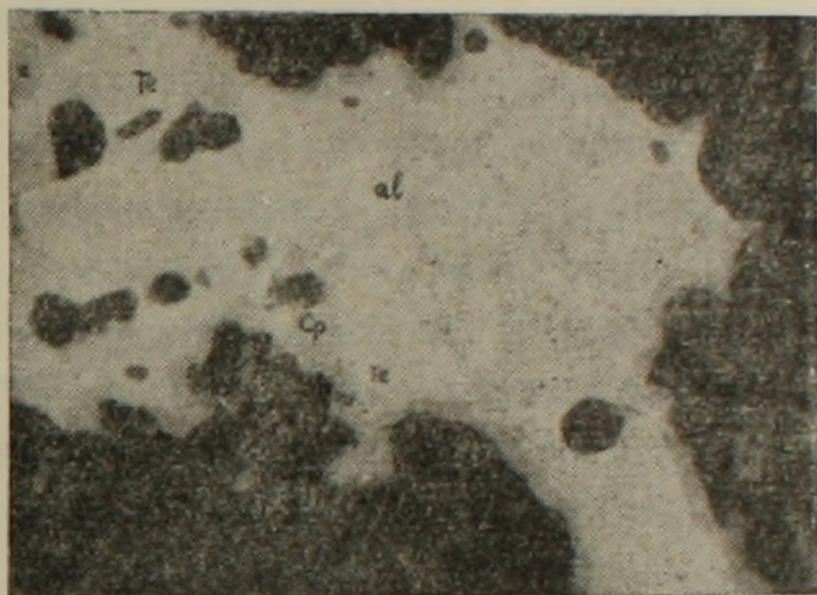
\* Спектральные анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком М. Я. Мартиросяном.

Ниже приводится описание минералов, установленных впервые в полиметаллических рудах Каджарана, в порядке убывания их распространенности.

Алтаит образует включения в галените, халькопирите, сфалерите и редко пирите величиной от 0,1—0,15 мм до тончайшей вкрапленности. Иногда выполняет трещины спайности галенита. Контуры в большинстве случаев оваловидные, но иногда встречаются включения с изометричными контурами идиоморфных кристаллов в виде квадратов с срезанными углами.

В выделениях алтаита нередко встречаются включения самородного теллура (?) (фиг. 1) и гессита (?).

Алтаит в отраженном свете—белый с нежно зеленоватым оттенком, особенно усиливающимся при наблюдениях с средними объективами в полях халькопирита. Полируется хорошо, очень редко заметны треугольники выкрошивания. Легко царапается медной иглой. Рельеф ниже галенита. В полированных шлифах, по наблюдениям многочисленных сечений, изотропный как в воздухе, так и в масле.

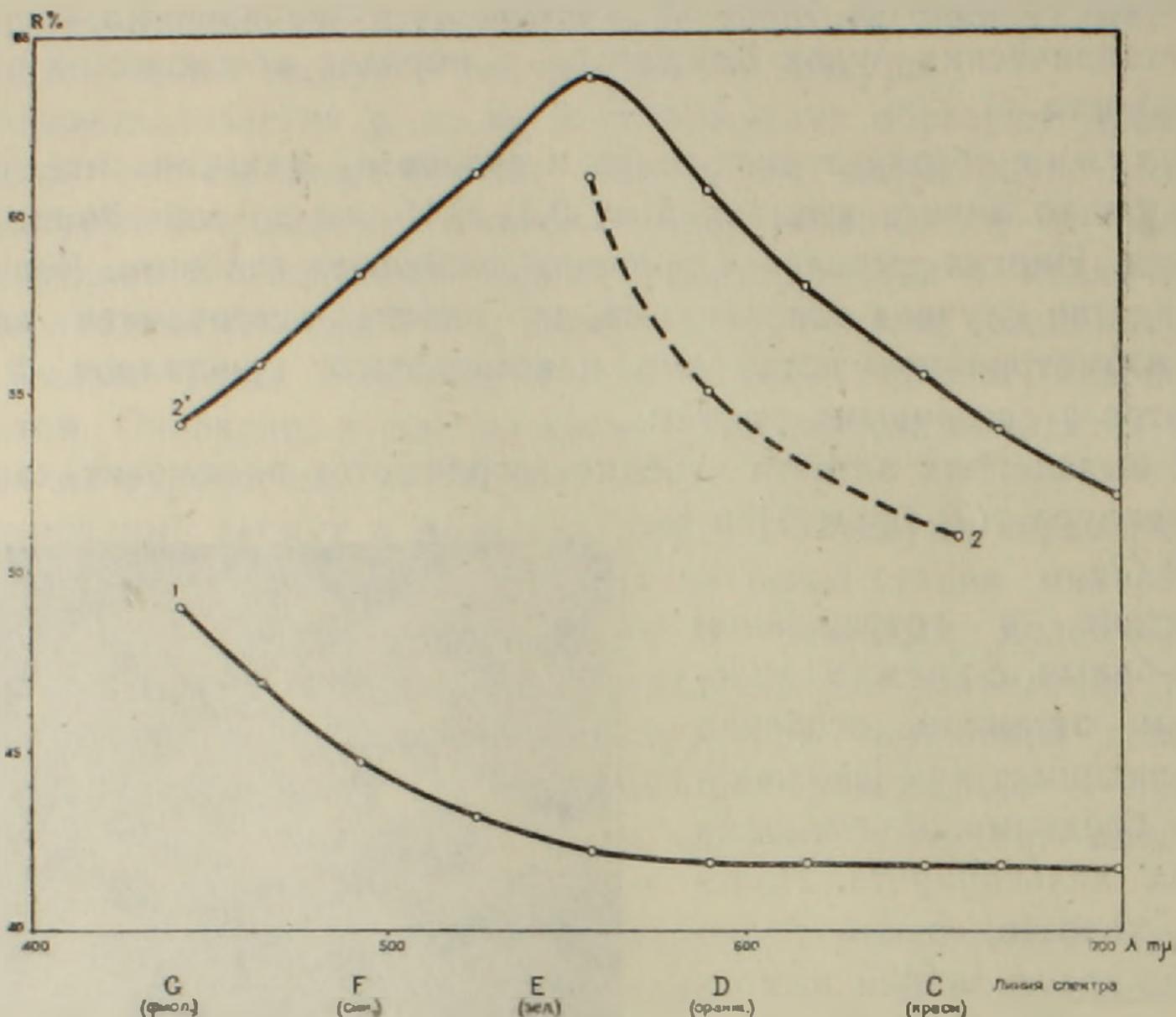


Фиг. 1. Ассоциация алтаита (al), с галенитом (ga), самородным теллуrom (tel) и халькопиритом (cp), шл. 48/57X360.

На фиг. 2 приведена кривая дисперсии отражательной способности описываемого минерала, измеренная фотометрическим окуляром с оптическим клином И. С. Волынского\* [1]. Минералом эталоном при измерении служил галенит. Полученная кривая оказалась идентичной кривой дисперсии отражательной способности заведомо взятого алтаита. Приводится также кривая дисперсии отражательной способности алтаита, построенная по данным Фрика. Как видно из сравнения указанных кривых, в исследуемой части спектра, по своему характеру они почти подобны, отличаясь лишь некоторой заниженностью (по Фрику) значений отражательной способности, обусловленной по-видимому, вкравшейся систематической ошибкой при замерах. Анализ кривой показывает, что отражательная способность алтаита в желтых лучах равна ~60%, тогда как в зеленой части спектра достигает максимума (~64%), обусловленная зеленоватым оттенком минерала.

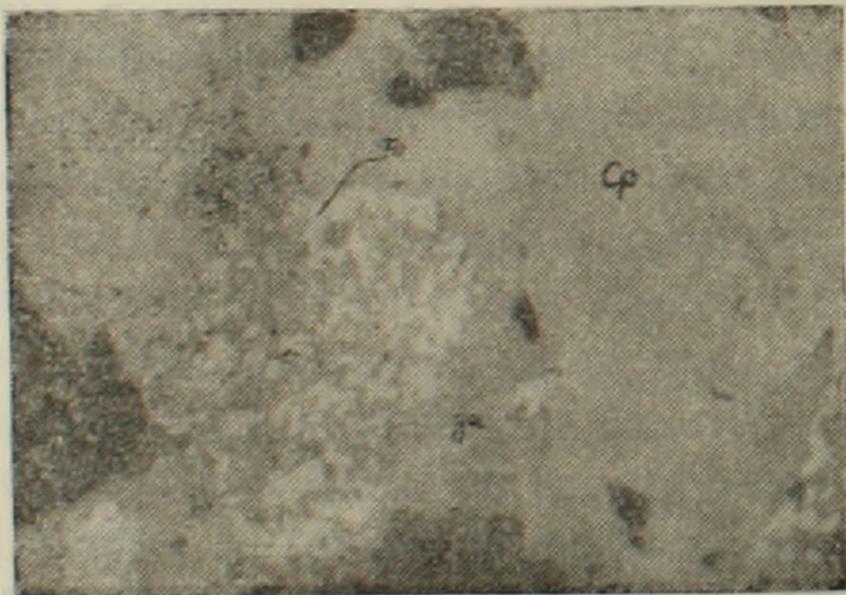
Микрохимическая реакция на качественное определение Те [4] окончательно подтвердила принадлежность описываемого минерала к алтаиту.

\* Измерения велись автором в лаборатории минераграфии ИМГРЭ АН СССР.



Фиг. 2. Кривые дисперсии отражательной способности: 1—эталонная кривая галенита (по И. С. Волынскому), 2 — алтаита (по Фрику); 2<sup>1</sup>—алтаита (по данным измерений автора).

Самородный теллур (?) отмечается почти повсеместно в виде каемок и каплевидных включений в алтаите. Самородный теллур иногда образует субграфическую структуру, замещая галенит



Фиг. 3. Субграфическая структура замещения галенита (ga) самородным теллуром (Te) в поле халькопирита (ср). Внизу темно-серое—сфалерит (sl). Шл. 49/57×450.

структуру, замещая галенит (фиг. 3) и блеклую руду. Полируется хорошо. Рельеф ниже алтаита и заметно ниже галенита. В сростаниях с галенитом и халькопиритом белый с слабым кремовым оттенком; с алтаитом нежно коричневатый; при сравнении с самородным висмутом коричневатый оттенок гуще.

В скрещенных николях минерал сильно анизотропный без цветных эффектов. В параллельных николях в сростках различно ориентированных зерен обладает заметным

двуотражением: Rg—белый с едва заметным розовым оттенком >Rp—светло-коричневатый. Отражательная способность в светлом положении почти равна отражательной способности алтаита, в темном по-

ложении—заметно ниже ( $\sim 50-52\%$ ). При наблюдении в масле описанные свойства становятся более отчетливыми. В скрещенных николях, а в масле в параллельных николях, ясно заметны короткопризматические кристаллические индивиды.

Микрохимическая реакция на качественное определение  $\text{V}_i$  дала отрицательный результат.

По данным П. Рамдора [5], аналогичными физическими свойствами обладает самородный теллур, поэтому описанный выше минерал предположительно отнесен к самородному теллуру (?).

Самородный висмут отмечен в виде редких изолированных выделений величиной  $0,05-0,1$  мм в поперечнике, в прожилках пересекающих поля сфалерита вместе с галенитом и блеклой рудой.

Цвет минерала—белый с слабым розоватым оттенком. Рельеф низкий. Поверхность сильно исштрихована, что затрудняет наблюдение кристаллооптических свойств. Отражательная способность визуально значительно выше галенита. В скрещенных николях среди остальных минералов остается наиболее освещенным даже в положении угасания, что по-видимому вызвано частичной эллиптической поляризацией отраженного света. В воздухе слабо анизотропный, в масле—анизотропия усиливается. Двухотражение улавливается лишь в масле.

Микрохимическая реакция на определение  $\text{V}_i$  дала положительный результат.

Гессит (?) встречается в виде изометричных выделений размерами в сотые и тысячные доли мм, в полях галенита в сростках с алтаитом. При полировке всегда остается тонкоисштрихованным. Рельеф почти равен рельефу алтаита. По отражательной способности и цвету незначительно отличается от галенита, обладая, как и последний, в сростках с алтаитом, слабо розоватым оттенком. В скрещенных николях сильно анизотропный с цветным эффектом в темно-оранжевом и темно-синем тонах. Двухотражение в воздухе незаметно, в иммерсии заметно отчетливо. Внутренние рефлексии отсутствуют как в воздухе, так и в иммерсии.

Очень мелкие выделения описываемого минерала не позволили произвести какие-либо микрохимические испытания.

Приведенные выше физические свойства, наблюдаемые в отраженном свете, тесная ассоциация с алтаитом, наличие в галените, по данным спектрального анализа, сравнительно высокого содержания  $\text{Ag}$  (до  $0,1\%$ ) и следов  $\text{Au}$ —позволили описываемый минерал отнести к группе гессита.

Кроме описанных выше, в ряде шлифов наблюдаются небольшие выделения минерала грязно-желтоватого цвета в тесной ассоциации с галенитом и с отмеченными выше минералами. Микроскопическое изучение этих выделений позволило установить следующее: выделения минерала имеют изометрическую форму с неровными контурами. Размер выделений  $0,08 \times 0,1$  мм и менее. Рельеф ниже галенита, легко чертится медной иглой оставляя заусеницы. Полируется хорошо.

Структура зернистая с редкими изогнутыми иластинками. При наблюдении в воздухе обладает сильным двуотражением: Rg—бледно-желтый— > Rp—серый. В скрещенных николях сильно анизотропный, без цветных оттенков. Отражательная способность в желтом свете в светлом положении выше галенита и ниже халькопирита (~44—46%), в темном—заметно выше блеклой руды (~33—35%). В положении Rg легко принять за халькопирит, даже в одном сростке.

Почти аналогичная ассоциация минералов описана Г. А. Твалчредидзе [3] на Парагачайском молибденовом месторождении, приуроченном к северо-западному выходу Мегри-Ордубадского интрузива. К сожалению, Г. А. Твалчредидзе не приводит детального описания определенных им минералов, особенно селенидов (умангит, эвкайрит) и их взаимоотношений с остальными рудными минералами (теллуридами и сульфидами).

Установление отмеченных выше минералов в полиметаллических рудах Каджаранского медно-молибденового месторождения указывает на повышение концентрации Те, В1 и Ag в гидротермальных растворах к концу полиметаллической стадии минерализации.

Институт геологических наук  
АН АрмССР

Поступила 14.VI.1958

#### Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

### ՔԱԶԱՐԱՆԻ ՊՂԻՆԶ-ՄՈՒԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՆՅՈՒԹԵՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈՂԻԱՅԻ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Քաջարանի հանքավայրում հանքանյութը հարում է մոնոցոնիտային շարքի ապարներին և հիմնականում ներկայացված է երակիկա-ներփակումային տիպով և, մասամբ, բավականին հզոր կվարց-սուլֆիդային երակներով: Հանքայնացումը արտահայտված է միներալացման մի շարք ստադիաներով, որոնցից արդյունաբերական նշանակություն ունեն միայն երեքը՝ կվարց-մոլիբդենիտայինը, խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտայինը և կվարց-խալկոպիրիտայինը: Ավելի ուշ առաջացումների շարքին է պատկանում բազմամետաղային ստադիան, որն ունի սահմանափակ տարածում և արդյունաբերական տեսակետից ներկայումս հետաքրքրություն չի ներկայացնում:

Բազմամետաղային հանքայնացումը սովորաբար ներկայացված է փոքր կարողություն՝ 3—5 սմ, երբեմն ավելի, երակիկներով, որոնք ունեն սիմետրիկ-զոլավոր տեքստուրա: Բազմամետաղային հանքանյութ կազմող գլխավոր միներալներն առաջացել են հետևյալ հաջորդականությամբ՝ պիրիտ (երբեմն մոլիբդենիտի հետ միասին), սֆալերիտ, խալկոպիրիտ, էնարգիտ (լյուցոնիտ), գալենիտ և խունացած միներալներ:

Բազմամետաղային հանքանյութի մանրամասն ուսումնասիրությունն անդրադարձված լույսի տակ հնարավորություն տվեց հայտնաբերել բնածին

բիսմուտ և տելուրի մի շարք միներալներ, որոնք չէին նկարագրվել նախորդ հետազոտողների կողմից:

Տելուրի միներալները և բնածին բիսմուտը հանդես են գալիս խալկոպիրիտի և գլխավորապես գալենիտի և խունացած հանքանյութերի մեջ մանր ներփակումների ձևով, որոնց չափերը մմ-ի հազարերորդական մասերից հասնում են մինչև 0,1—0,15 մմ-ի: Անշատման ժամանակի տեսակետից նրանք հիմնականում առաջացել են գալենիտի և խունացած հանքանյութերի հետ և ավելի ուշ:

Վերոհիշյալ նոր միներալների որոշումները գլխավորապես կատարվել են միներալագրաֆիայի մեթոդով, որն ուղեկցվել է միկրոքիմիական, սպեկտրալ և քիմիական անալիզներով:

Ալթաիտը և բնածին բիսմուտը որոշվել են մեծ ճշտությամբ՝ անդրադարձված լույսում հանքային միներալների ուսումնասիրման նորագույն մեթոդների և միկրոքիմիայի կիրառմամբ: Մնացած միներալները բնածին տելուր (?) հեսիտ (?) որոշվել են մանրադիտակի տակ նրանց ֆիզիկական հատկանիշների հիման վրա, քանի որ նշած միներալների անշատումները շատ մանր են:

Ալթաիտի, բնածին տելուրի (?), բնածին բիսմուտի և հեսիտի (?) հայտնաբերումը բազմամետաղային հանքանյութերի ավելի ուշ անշատումներում վկայում է հանքայնացման բազմամետաղային ստադիայի հանքաբեր լուծույթների վերջին բաժիններում  $Te$ -ի,  $Bi$ -ի և  $Ag$ -ի կոնցենտրացիայի բարձրացման մասին:

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Волынский И. С.* Определение рудных минералов под микроскопом, т. 3. Госгеол-издат, Москва, 1949.
2. *Мовсесян С. А.* Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изд. Арм. ФАН, 1941.
3. *Твалчрелидзе Г. А.* Парагачайское месторождение молибдена. Сов. геология, № 29, 1948.
4. *Шорт М. Н.* Микроскопическое определение рудных минералов (перевод с английского А. И. Яковлева под ред. проф. И. Ф. Григорьева). ОНТИ, 1934.
5. *Ramdohr. P.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin. 1955.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. Г. КАЗАРЯН

ОБ ОКОЛОРУДНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ КАДЖАРАНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каджаранское медно-молибденовое месторождение находится в Кафанском районе Армянской ССР.

Район Каджаранского месторождения слагают: эоценовая толща порфиритов, прорывающие их монцониты и порфиroidные граниты. Основное промышленное оруденение приурочено к породам монцонитового ряда. Последние дают постепенные переходы от типичных монцонитов к сиенито-диоритам, габбро-диоритам. В них наиболее часты колебания в содержании калиевого полевого шпата, темноцветных минералов и состава плагиоклаза. На месторождении широким развитием пользуются дайки гранодиорит-порфиров и меньше единитов, керсантинов, дорудный возраст которых, в свое время убедительно был доказан С. А. Мовсесяном [5].

Оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом. На общем фоне минерализованных монцонитов выделяются обогащенные участки, зоны с повышенным содержанием металлов.

Наряду с прожилково-вкрапленным оруденением, преимущественно на нижних горизонтах месторождения, встречены кварцевые жилы с промышленным содержанием полезных компонентов, мощностью до 7—8 м и протяженностью до 100—150 м.

Обогащенные зоны, жили и дайки, в основном, приурочены к двум системам трещин [5]:

1. К северо-западной ( $300-340^\circ$ ) с падением на северо-восток под углом  $50-90^\circ$ .

2. К северо-восточной ( $50-80^\circ$ ) с преимущественным падением на северо-запад под углом  $50-80^\circ$ .

На основании взаимопересечения различных по составу прожилков, характеризующихся определенной парагенетической ассоциацией минералов, выделены стадии минерализации гидротермального этапа. 1. Кварц-ортоклазовая. 2. Кварц-молибденитовая. 3. Кварц-халькопиритовая. 4. Кварц-пиритовая. 5. Кварц-галенит-сфалеритовая. 6. Анкеритовая. 7. Халцедоновая и 8. Гипсовая.

Кварц-ортоклазовая стадия. Наиболее ранними на место-

рождении являются кварц-ортоклазовые жилы и прожилки, мощность которых колеблется от 0,5 до 10 см. Их минералогический состав: ортоклаз, кварц, молибденит, редко халькопирит, магнетит. Распределение минералов неравномерное.

Кварц-молибденитовая стадия. Мощность кварц-молибденитовых прожилков от долей см до 5—10 см. Обычно 0,5—0,8 см. Основной состав прожилков: молибденит (превалирующий), подчиненное развитие имеют халькопирит, магнетит, пирит.

Кварц-халькопиритовая стадия. Кварц-халькопиритовые прожилки пользуются широким распространением. Мощность их обычно до 1 см. Минералогический состав: халькопирит (превалирующий), присутствуют молибденит, пирит. Под микроскопом устанавливаются энаргит, блеклые руды, борнит, магнетит, гематит, медно-висмутовые минералы, висмутин.

Кварц-пиритовая стадия. Кварц-пиритовые прожилки по сравнению с кварц-молибденитовыми и кварц-халькопиритовыми пользуются относительно подчиненным распространением. Мощность кварц-пиритовых прожилков обычно колеблется от 0,2 до 2 см, редко достигает до 5—6 см. Обычно, в маломощных кварц-пиритовых прожилках содержание кварца незначительное. Они большей частью „сухие“ бескварцевые. Вдоль подобных пиритовых прожилков повсеместно наблюдается серицитозная кайма. Минералогический состав прожилков: пирит (превалирующий), в подчиненном количестве халькопирит, редко молибденит. Адуляр встречается в тесной ассоциации с пиритом и кварцем.

Кварц-галенит-сфалеритовая стадия. Прожилки кварц-галенит-сфалеритового состава встречаются чрезвычайно редко. Взаимоотношения с другими стадиями устанавливаются на основе пересечения пиритовых прожилков кварц-галенит-сфалеритовыми. Галенит и сфалерит пользуются широким распространением в мощных кварцевых жилах многостадийного происхождения. В тесной ассоциации с галенитом и сфалеритом встречаются: халькопирит, блеклая руда, редко пирит, энаргит.

Анкеритовая стадия. Анкеритовые прожилки и жилы, содержащие кварц, имеют широкое распространение. Они пересекают все ранние образования.

Халцедоновая стадия — одна из поздних и имеет незначительное распространение.

Гипсовая стадия выделена в связи с обнаружением самостоятельных жилоподобных тел гипса с сульфидами, имеющих локальное развитие. В гипсе встречаются прожилки и вкрапленность ранних сульфидов, магнетита, кварца и анкерита. Повсеместно гипс, по времени образования, более поздний. Возможно гипс образовался за счет гидратации ангидрита.

На месторождении выделяются три этапа преобразования пород: ранние метасоматические изменения, гидротермальные изменения, свя-

занные со стадиями минерализации и пострудные изменения (аргиллизация).

### I. Ранние метасоматические изменения

К ранним метасоматическим изменениям относятся: альбитизация пород близ ранних эпидотовых прожилков и биотитизация отчетливо ранняя по отношению к гидротермальному этапу, которая проявляется в свежих породах.

### II. Гидротермальные изменения вмещающих пород

Гидротермальные изменения пород проявляются в связи с отдельными стадиями минерализации. Изменения вмещающих пород выражены в пропилитизации; интенсивность проявления различна в связи со стадиями минерализации.

Ранние кварц-ортоклазовые прожилки не несут изменений. Вмещающие породы кварц-молибденитовых прожилков слабо серицитизированы, хлоритизированы, что устанавливается лишь под микроскопом.

Вдоль кварц-халькопиритовых прожилков серицитизация и хлоритизация выражены более интенсивно, чем вдоль кварц-молибденитовых прожилков. Чрезвычайно редко устанавливаются ореолы осветления (серицитизация) в призальбандовых частях прожилков. Местами наблюдаются ореолы биотитизации вдоль тех же кварц-халькопиритовых прожилков в роговообманковых монцонитах.

Кварц-пиритовые прожилки в большинстве случаев сопровождаются, макроскопически отчетливо выраженной оторочкой осветления.

Кварц-галенит-сфалеритовые прожилки, имеющие весьма ограниченное распространение, в некоторых случаях, сопровождаются серицитизацией.

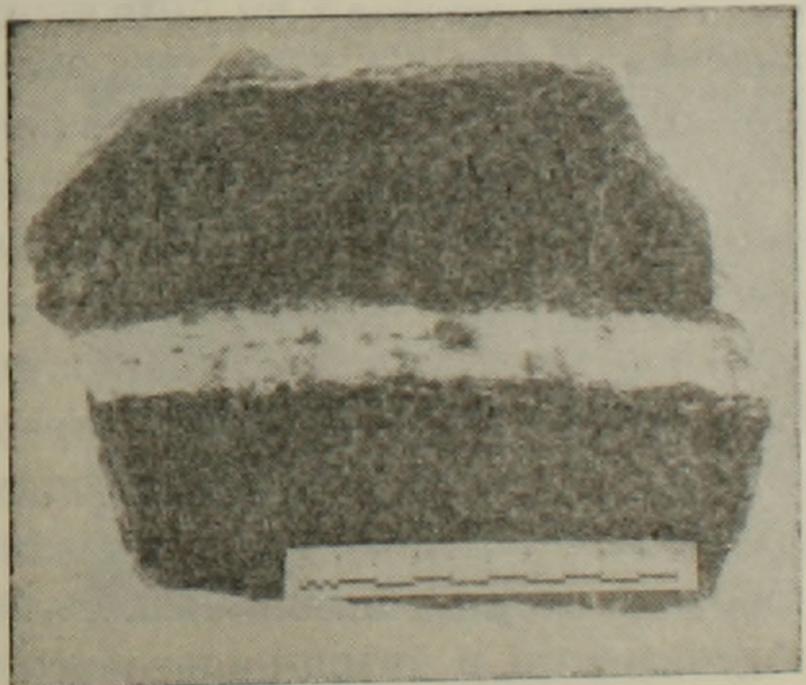
Весьма слабо проявлены гидротермальные изменения, связанные с анкеритовой стадией, выраженные в карбонатизации.

С уменьшением количества кварца в кварц-сульфидном прожилке, интенсивнее выражается оторочка изменения.

С глубиной гидротермальные изменения затухают.

Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-молибденитовую и кварц-халькопиритовую стадии.

Гидротермальные изменения вдоль кварц-молибденитовых и кварц-халькопиритовых прожилков, в случаях отсутствия процессов наложений, выражены относительно слабо (фиг. 1).



Фиг. 1. Кварц-молибденитовый прожилок в слабо измененном монцоните.

По плагиоклазу развиваются редкие чешуйки серицита. Калиевый полевой шпат свежий. Таблитчатые листочки биотита местами замещены хлоритом. Роговая обманка почти свежая. Количество вторичных минералов непосредственно близ прожилок достигает 5—10%.

В случаях же маломощных „сухих“ прожилок кварц-халькопиритового состава, с незначительным содержанием кварца, наблюдаются ореолы осветления мощностью до 3—4 мм. Под микроскопом порода из оторочки осветления нацело состоит из чешуек серицита, мелкозернистого кварца и рудного минерала.

Кварц-халькопиритовые прожилки в породах монцонитового ряда иногда сопровождаются биотитовой каймой. Мощность биотитовой каймы вдоль прожилка не превышает 1—1,5 см и характеризуется невыдержанностью по протяженности.

Чешуйки биотита в близпрожилковой зоне распределены неравномерно. Они образуют небольшие скопления, пятна.

Значительную часть породы биотитовой оторочки слагают биотит, местами приобретающий темнозеленый цвет, меньшую—плагиоклаз, кварц.

Биотит образует кольцеобразные стяжения вокруг зерен плагиоклаза. Местами биотит распределен в плагиоклазе в виде пылевидных сгустков. В тесной ассоциации с биотитом встречаются бесформенные зерна кварца. Кварц пропитан мельчайшими чешуйками биотита, устанавливаемыми при больших увеличениях. В породе из биотитовой оторочки в незначительных количествах присутствует калиевый полевой шпат.

На расстоянии 2—3 см от прожилка порода имеет структуру и состав монцонитов. Монцониты, в которых наблюдается близпрожилковая оторочка биотитизации, характеризуются повышенным содержанием роговой обманки по сравнению с типичными монцонитами месторождения. В связи с этим, для отличия, монцониты, обогащенные роговой обманкой, будем называть роговообманковыми монцонитами. Переходы роговообманковых монцонитов в биотитовые монцониты постепенные и не уловимы на глаз. Отсюда становится понятной невыдержанность и спорадическое развитие каемок биотита вдоль кварц-сульфидных прожилок в монцонитах. На тех участках, где монцонит обогащен роговой обманкой, авгитом, вдоль прожилок образуются оторочки биотита. Там, где содержание роговой обманки в породе незначительное и преобладает биотит, вдоль тех же прожилок происходит серицитизация, хлоритизация пород. Прожилки кварц-молибденитового и кварц-пиритового составов в роговообманковых монцонитах не установлены. Возможно это объясняется спорадически незначительным развитием роговообманковых монцонитов и относительно небольшим распространением кварц-молибденитовых и кварц-пиритовых прожилок по сравнению с кварц-халькопиритовыми. В сводке экспериментальных исследований указывается на относительно высокие температуры образования биотита по сравнению с серицитом [9].

Из вышесказанного следует, что формирование биотита и серицита происходило при одинаковой температуре, так как они образуются вдоль одних и тех же прожилков и проявляются в зависимости от состава вмещающей породы.

При взаимодействии рудоносных растворов с вмещающей породой, изменения в последней выразились в замещении роговой обманки и авгита биотитом.

Источником калия явился калиевый полевой шпат, на что указывает значительное уменьшение его в биотитовой оторочке. В тесной ассоциации с биотитом встречается мелкозернистый кварц, вторичного происхождения.

Гидротермальные изменения, сопровождающие кварц-пиритовую стадию.

Гидротермальные изменения проявляются интенсивно в кварц-пиритовой стадии.

Кварц-пиритовые прожилки сопровождаются каймой осветленных пород, мощностью от нескольких миллиметров до 2—3 см, в зависимости от мощности прожилка.

Порода из каймы осветления сложена кварцем, адуляром, серицитом, альбитом, карбонатом и рудным минералом. Структура породы лепидобластовая. Серицит составляет около 60% и представлен мелкими тонкими чешуйками размерами от 0,05 до 0,3 м.м. По оптическим свойствам относится к фенгиту.

Альбит присутствует в виде единичных зерен полисинтетического сложения и встречается непосредственно у прожилка. По углу максимального угасания в зоне  $\perp$  (010) альбит соответствует №№ 8—10. Взаимоотношения альбита с адуляром указывают на более позднее выделение последнего.

Адуляр в прожилке представлен бесцветными выделениями в виде ромбиков (фиг. 2). В оторочке осветления образует зерна неправильных очертаний. —  $2v = 60—63^\circ$ . Местами зерна адуляра содержат чешуйки серицита.

Кварц, имеющий неправильные очертания зерен размерами 0,1 м.м, встречается в тесных срастаниях с серицитом.

Скопления кварцевых зерен в серицитовой массе представлены „пятнами“, достигающими 1,2 м.м. Серицит то проникает в кварц, то неравномерно окаймляет некоторые зерна кварца. В кварц-серицитовой массе наблюдаются псевдоморфозы по чешуйкам биотита, полностью замещенного серицитом, карбонатом и рудным минералом. Кристаллы пирита рассеяны незакономерно в кварц-серицитовой массе.



Фиг. 2. Ромбовидные выделения адуляра в кварц-пиритовой прожилке. Шлиф. Увел. 55 Николи II

На месторождении незначительным „площадным“ распространением пользуются кварц-серицитовые породы, содержащие пирит. Последние развиты в виде отдельных пятен размерами до 3—4 м. Состав и взаимоотношения минералов вполне идентичны с вышеописанными кварц-серицитовыми породами из каемок осветления. В серицитизированных породах, развитых в виде пятен, макроскопически устанавливаются кристаллы адуляра мясо-красного цвета.

Кварц-серицитовые породы, развитые вдоль прожилков пиритового состава и кварц-серицитовые породы, имеющие „площадное“ распространение, очевидно, синхронны. Из этого указывают идентичность минералогического состава пород, полная аналогия элементов примесей в пиритах и серицитах (табл. 1).

Таблица 1

Спектральные анализы серицитов и пиритов

Элементы	Серицит		Пирит	
	из оторочки осветления	из кварц-серицитовой породы	из прожилков	вкрапленный из кварц-серицитовой породы
Si	10	10	~5	~5
Al	10	10	1—3	1—3
Mg	~3	~3	0,1—0,3	0,03—0,1
Ca	0,1—0,3	0,1—0,3	0,03—0,1	0,03—0,1
Fe	1—3	1—3	>10	>10
Mn	0,03—0,1	0,01—0,03	0,01	0,01
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001
Co	0,003	—	0,003	0,003
Ti	~1	~1	0,01	0,01
V	~0,03	~0,03	—	—
Cr	~0,001	~0,001?	—	—
Mo	~0,003	~0,003—0,01	0,003—0,01?	~0,003?
Zr	0,001—0,003	0,003	—	—
Cu	~0,2	~0,2	0,001—0,003	0,001
Ag	0,0001—0,0003	0,0001—0,0003	—	—
La	0,003—0,01	0,003—0,01	~0,001?	~0,001
Sr	0,01—0,03	0,01—0,03	—	—
Ba	0,1—0,03	0,03	—	—
Na	~0,3	~0,3	—	—
K	1—10	1—10	—	—
Li	~0,001	~0,001	~0,001	~0,001
Be	~0,001	~0,001	—	—

Оторочки осветления близ прожилков являются следствием циркуляции раствора вдоль трещин. При площадной серицитизации растворы инфильтрировались по микропустотам и ультрамикропорам породы.

Сравнение минералогического состава свежей и измененной породы с результатами их химических анализов (табл. 2) показывает, что количество кремнезема несколько уменьшается в кварц-серицитовой породе. Содержание глинозема остается почти постоянным. Примечательно поведение соединений железа. Сумма их незначительно повышается в кварц-серицитовой породе, причем  $Fe_2O_3$  явно преобладает над  $FeO$ . Последнее следует объяснить значительным со-

Таблица 2

Химико-минералогическая характеристика свежего и гидротермально-измененного монцонита

Окислы	Свежий монцонит (объем. вес 2,67)		Кварц-серицитовая порода (об. в. 2,49)		Увел. (+) или уменьшен. (—) в граммах при переходе 100 см <sup>3</sup> свежей породы в измененную		
	I				2—1		
	№№ обр.	%	объем. %	%	объем. %	+	—
SiO <sub>2</sub>	53,46	142,74	53,80	133,96			8,78
TiO <sub>2</sub>	1,20	3,20	0,80	1,96			1,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,35	43,65	17,22	42,87			0,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	4,04	10,78	9,98	24,85	14,07		
FeO	4,96	13,24	1,12	2,79			10,45
MnO	0,17	0,45	0,10	0,25			0,20
CaO	7,18	19,17	1,31	3,26			5,91
MgO	3,76	10,03	0,58	1,44			8,59
Na <sub>2</sub> O	3,52	9,39	1,16	2,89			5,50
K <sub>2</sub> O	3,09	8,24	5,16	12,87	4,62		
H <sub>2</sub> O	0,27	0,72	0,20	0,49			0,23
п.п.п.	1,69	4,51	1,68	4,18			0,33
S	—	—	5,12	12,75			
Cu	—	—	1,00	2,49			
Сумма	99,69	266,13	99,23	247,68			
Плагиоклаз . . . . .		38,24		—			
Калиевый полевой шпат . . . . .		35,40		—			
Биотит . . . . .		22,65		—			
Рудный мин. + аксессуарн. . . . .		3,71		—			
Кварц . . . . .		—		27,75			
Серицит . . . . .		—		61,80			
Пирит . . . . .		—		10,45			
Сумма . . . . .		100,00		100,00			

держанием пирита в кварц-серицитовой породе. Очевидно, железо, необходимое для образования пирита, полностью заимствовано из темноцветных минералов. Наряду с этим, отчетливо устанавливается незначительный привнос железа, меди, серы и воды.

Наблюдается вынос окислов CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, что вполне увязывается с минералогическим составом породы.

Кварц-сульфидные прожилки в дайках единитов сопровождаются оторочкой биотитизации [3].

### III. Соображения о характере растворов

Изучение минералогического состава руд и гидротермальных изменений дает возможность проследить смену характера рудоносных растворов во времени и в пространстве.

В ранней кварц-ортоклазовой стадии основным минералом является ортоклаз.

Кварц-молибденитовая стадия характеризуется максимальным содержанием молибдена. В кварц-халькопиритовой стадии количество меди превалирует над молибденом. Повышается в рудоносных растворах содержание железа, меди.

В последующей кварц-пиритовой стадии главным минералом является пирит, что указывает на уменьшение содержания меди и молибдена в растворе и увеличение концентрации железа. Главными рудообразующими элементами кварц-галенит-сфалеритовой стадии являются свинец и цинк.

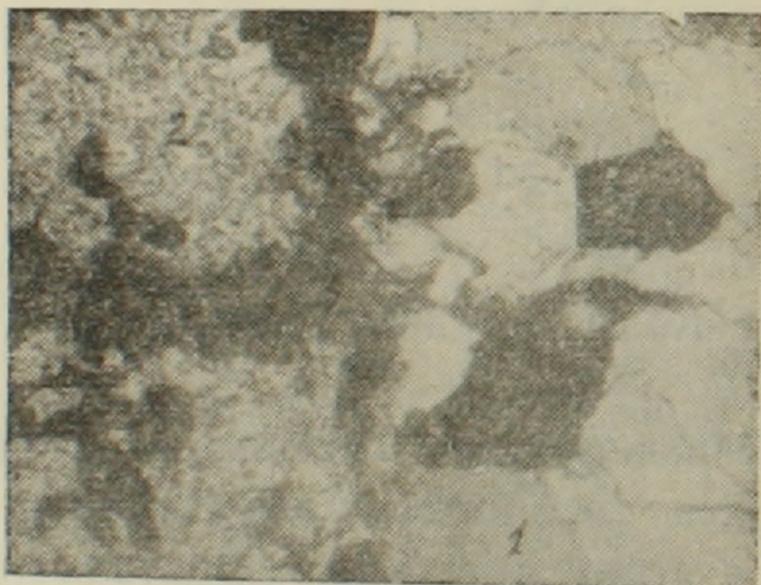
Последующая анкеритовая стадия указывает на повышение в рудоносных растворах  $\text{CO}_2$ . Формирование вышеотмеченных стадий минерализации, включая и халцедоновую, происходило, в основном, в щелочной среде.

Наконец, завершающая стадия гидротермального этапа — гипсовая происходила в кислой среде, на что указывает индикатор кислой среды — гипс. Таким образом, отчетливо устанавливается изменение характера рудоносных растворов от щелочных к кислым.

#### IV. Пострудные изменения (аргиллизация)

Аргиллизированные породы пользуются исключительно широким распространением. Процесс аргиллизации имеет пострудный возраст на том основании, что:

1. Кварц-сульфидные прожилки пересекаются „пустыми“ трещинами, вдоль которых развивается ореол аргиллизации.



Фиг. 3. Пересечение кварц-пиритового прожилка каолинитовым. Шлиф. Увел. 100. Николи  $\times$ . 1 — кварц-пиритовый прожилок, 2 — оторочка серицитизации, 3 — каолинитовый прожилок.

2. В шлифах из аргиллизированных пород кварц-сульфидные прожилки пересекаются жилкообразными выделениями глинистых минералов (фиг. 3).

3. Анкеритовые прожилки срезаются трещинами, вдоль которых наблюдается ореол аргиллизированных пород.

На месторождении аргиллизация в большинстве случаев развивается в трещиноватых породах. Монцитоны с интенсивным прожилково-вкрапленным оруденением явились благоприятными участками для развития процесса аргиллизации. На верхних горизонтах месторождения аргиллизированные породы пространственно совпадают с участками интенсивного прожилкования. С глубиной процесс аргиллизации затухает. На нижних горизонтах (2025 м, 1875 м) устанавливаются участки промышленных руд в слабо серицитизированных, хлоритизированных породах.

На месторождении вмещающие аргиллизированные монцониты подразделяются на три группы [5] по степени сохранности биотита 1. „Свежие“, 2. „Слабо“ измененные, 3. „Сильно“ измененные. В „свежих“ монцонитах процесс аргиллизации выражен весьма незначительно. В „слабо“ аргиллизированных породах, макроскопически, на фоне глинистых минералов и карбоната отчетливо выделяются чешуйки биотита. В „сильно“ аргиллизированных породах первичные минералы полностью замещены глинистыми минералами, карбонатом.

Вышеприведенное подразделение аргиллизированных пород требует некоторых поправок. Так „слабо“ измененные монцониты не вполне соответствуют своему названию, так как в них от первичного монцонита, макроскопически, устанавливаются только чешуйки биотита, заключенные в карбонат-глинистой массе.

Принимая трехгруппное подразделение измененных пород, следовало бы классифицировать их следующим образом:

1. Свежие и слабо измененные монцониты. Количество вторичных минералов составляет до 15%.

2. Среднеизмененные монцониты, осветленные породы, содержащие чешуйки свежего биотита в карбонат-глинистой массе. Количество вторичных минералов составляет от 15 до 70%.

3. Сильно измененные монцониты, полностью обесцвеченные породы. Количество вторичных минералов варьирует от 70 до 90%.

Переходы между ними постепенные.

Ниже приводится краткое описание средне и сильно аргиллизированных пород. Под микроскопом структура лепидобластовая. В средне измененных монцонитах микроскопически устанавливаются чешуйки биотита, в сильно измененных последние полностью замещены вторичными минералами.

Калиевый полевой шпат при полном замещении других породообразующих минералов в большинстве случаев остается свежим.

На основании рентгеноструктурных, термических, электронографических исследований, произведенных во ВСЕГЕИ Г. А. Ковалевым, Б. Б. Звягиным и В. П. Ивановой, глинистый минерал был определен как каолинит. В тесных срастаниях с глинистыми минералами установлена гидрослюда. Глинистый минерал и карбонат (кальцит) находятся в тесной ассоциации, образуя местами сегментные жилкообразные выделения. Биотит полностью замещается бесцветным своеобразным хлоритом (?). Плеохроизм почти отсутствует.  $N=1,558 \pm 0,002$ ,  $Ng' - Np' = 0,004$ . Минерал, чрезвычайно близкий по свойствам, описан Н. А. Земятченским [2], в гипергенно-каолинизированных гнейсо-гранитах.

Кварц встречается в виде мелких зерен в тесных срастаниях с глинистыми минералами.

Дальнейшей задачей исследований околорудных изменений

Н. И. Наковник [7] считает выяснение различий гипогенной и гипергенной аргиллизации.

Предыдущие исследователи Каджаранского месторождения аргиллизацию (каолинизацию) пород считали гипогенного генезиса (4,5). М. П. Исаенко выделяет гипогенную и гипергенную аргиллизацию на основании наличия или отсутствия элементов примесей в каолинитах, отобранных из керна скважины и поверхностного обнажения. Такой подход к решению вопроса генезиса аргиллизации, на наш взгляд, неправилен, ибо, каолинит обладая большой абсорбционной способностью, независимо от происхождения, может содержать в себе различные элементы примеси.

Аргиллизацию пород на Каджаранском месторождении всецело следует считать гипергенным процессом на основании следующих фактов. Шапка окисленных руд имеет в среднем мощность  $\approx 50$  м. Аргиллизация на глубину затухает. Сильный капез рудничных вод связан с сильно аргиллизированными монцонитами. Промышленная минерализация местами совершенно обособлена от аргиллизированных пород.

Устойчивость породообразующих минералов вполне соответствует таковому при заведомо гипергенной аргиллизации [8]: 1) калиевый полевой шпат 2) биотит, 3) плагиоклаз, 4) роговая обманка, пироксен. Наличие свежих сульфидов в аргиллизированных породах указывает на то, что основным реагентом при аргиллизации явилась угольная кислота, как и считает Ф. В. Чухров [8].

Наблюдения за подземными рудничными водами показали, что мощные потоки вод развиты в приконтактовых частях пород, в призальбандовых частях даек порфиров и жил.

Водоносность пород связана со степенью трещиноватости. Интенсивно оруденелые породы, содержащие многочисленные прожилки, сильно трещиноваты. В связи с этим, в интенсивно оруденелых породах водонепроницаемость намного сильнее, чем в слабо оруденелых породах. Поэтому, на верхних горизонтах наблюдается пространственная приуроченность оруденения к аргиллизированным породам.

Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождении, как было показано выше, выражены в пропилитизации пород. В сводке Н. И. Наковника [6] в пропилитовом комплексе аргиллитовая фация не отмечается.

## V. Поисковые признаки и выводы

Прожилки отдельных стадий минерализации унаследовали ранне заложенные структуры. Это особенно отчетливо устанавливается для кварц-молибденитовых, кварц-халькопиритовых, кварц-пиритовых прожилков, образующих обогащенные зоны на общем фоне минерализованных пород и локализованных в северо-западных и северо-восточных структурах. Дайки порфиров, приуроченные к тем же структурам, в ряде случаев, при локализации руд, играли роль экранов. При сближенных прожилках ореолы гидротермальных изменений сливаются и

образуют сплошные участки гидротермально-измененных пород, которые впоследствии аргиллизуются.

Пространственная приуроченность интенсивного оруденения к аргиллизированным породам обусловлена тем, что участки сближенных кварц-сульфидных прожилков представляют собой проницаемые зоны для просачивания аргиллизующих поверхностных вод. Поэтому, аргиллизация является благоприятным признаком, но отнюдь не гарантирующим фактором, ибо нижние горизонты месторождения характеризуются ограниченным развитием аргиллизированных пород при наличии промышленных руд.

Кварц-серицитовые породы могут также служить поисковым признаком, так как они локализованы в тех же структурах, что и более ранние кварц-молибденитовые и кварц-халькопиритовые прожилки.

При детальном поиске в районе Каджаранского месторождения аргиллизированные и кварц-серицитовые породы должны быть объектом особого внимания и тщательного изучения в связи с вышесказанным. Слабо гидротермально измененные породы также представляют интерес при поисках. Одним из критериев на обнаружение слепых рудных тел может служить гипс, который присутствует в рудах Каджаранского месторождения.

Ограниченный объем статьи не позволяет дать детальную петрографическую и химическую характеристику гидротермально измененных пород и сравнить с другими медно-молибденовыми месторождениями Армении, которые специально изучались автором в период 1955—1957 гг. Поэтому, некоторые основные положения работы по изучению гидротермальных изменений вмещающих пород приводятся в виде выводов.

1. Изучение гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений Каджаран, Джиндарз, Дастакерт показали, что гидротермальные изменения синхронны с оруденением и проявляются своеобразно на каждом месторождении. Гидротермальные изменения выражены в пропилитизации пород и представлены хлорит-серицитовой, кварц-серицитовой, эпидот-хлоритовой фациями.

2. Гидротермальные изменения вмещающих пород связаны с отдельными стадиями минерализации. Ранние стадии минерализации зачастую не сопровождаются гидротермальными изменениями или последние проявляются весьма слабо. Интенсивно гидротермальные изменения выражены со средними стадиями и значительно затухают или отсутствуют в поздних стадиях минерализации.

3. Гидротермальные изменения вмещающих пород являются результатом циркуляции растворов вдоль трещин (близпрожилковые оторочки) и инфильтрации по ультрамикропорам пород (площадные кварц-серицитовые породы).

4. Гидротермальные изменения, сопровождающие стадии минерализации, проявляются различно в зависимости от состава вмещающих пород.

5. Околорудные измененные породы—как поисковый признак, на каждом месторождении (Каджаран, Джиндара и Дастакерт) специфичны и характеризуются своеобразными особенностями.

6. Промышленная минерализация на отдельных месторождениях иногда локализована в гидротермально слабо измененных породах. В таких случаях основное внимание при разведке и поисках должно быть уделено структурному контролю оруденения.

Институт геологических наук  
АН АрмССР

Поступила 12.V.1958

## Հ. Գ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

### ՔԱԶԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԽԵՐՉՀԱՆՔԱՅԻՆ ՓՈՓՈԽՎԱԾ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

#### Ա մ փ ո փ ու մ

Քազարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրը գտնվում է ՀՍՍՌ Ղափանի շրջանում:

Քազարանի հանքավայրի շրջանը կազմված է էոցենի պորֆիրիտային շերտախմբից և նրան պատռող մոնցոնիտներից ու պորֆիրանման գրանիտներից: Հիմնական արդյունաբերական հանքայնացումը կապված է մոնցոնիտային ապարների հետ: Հանքայնացումը երակիկա-ներիակումային տիպի է: Հանքավայրի ստորին հորիզոններում հանդիպում են կվարցային հզոր երակներ:

Միներալների որոշակի պարագենետիկական ասոցիացիաներով բնորոշվող տարբեր կազմության երակիկների փոխադարձ հատման հիման վրա, առանձնացվում են հանքայնացման 8 ստադիաներ:

Ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են հանքայնացման առանձին ստադիաների հետ:

Կվարց-օրթոկլադային երակիկները փոփոխություններ չեն կրում: Կվարց-մոլիբդենիտային երակիկներ պարփակող ապարները թույլ սերիցիտացված և քլորիտացված են, որոնք տեսանելի են միայն միկրոսկոպի տակ: Սերիցիտացման և քլորիտացման պրոցեսները կվարց-խալկոպիրիտային երակիկների երկայնությամբ ավելի ուժեղ են արտահայտված, քան կվարց-մոլիբդենիտային երակիկների մոտ: Նույն կվարց-խալկոպիրիտային երակիկների մոտ տեղ-տեղ դիտվում են բիոտիտացման եզրագոյացումներ:

Կվարց-պիրիտային երակիկները մեծ մասամբ ուղեկցվում են սերիցիտացման լավ արտահայտված եզրագոյացումներով:

Կվարց-բազմամետաղային երակիկները, որոնք ունեն շատ սահմանափակ տարածում, ուղեկցվում են սերիցիտացմամբ: Հանքայնացման ավելի ուշ ստադիաները ուղեկցվում են թույլ հիդրոթերմալ փոփոխություններով:

Հանքատար ապարները ինտենսիվ արդիլացված են: Փաստական նյութի հիման վրա արդիլացումը կարելի է հաշվել հիպերգեն ծագման:

Հալաստանի մի քանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրերի հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս, որ՝

1. Ջինդարայի, Քաջարանի և Դաստակերտի հանքավայրերում ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները հանդես են գալիս լուրաքանչյուրում լուրատեսակ ձևով:

2. Հանքատար ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են հանքալուծման առանձին ստադիաների հետ: Վաղ ստադիաներում հիդրոթերմալ փոփոխությունները կամ բացակայում են, կամ արտահայտված են շատ թույլ կերպով: Ուժեղ հիդրոթերմալ փոփոխությունները կապված են միջին ստադիաների հետ, իսկ հանքալուծման վերջին ստադիաներում նշանք գլխավորեն նվազում կամ վերանում են:

3. Տարբեր կազմության հանքատար ապարները ենթարկվում են տարբեր տիպի հիդրոթերմալ փոփոխությունների:

4. Մերձհանքային փոփոխված ապարները, որպես որոնման նշան լուրաքանչյուր հանքավայրում (Ջինդարա, Քաջարան, Դաստակերտ) հանդես են գալիս լուրահատուկ ձևով:

5. Առանձին հանքավայրերում, արդյունավետ հանքալուծումը որոշ տեղերում տեղադրված է հիդրոթերմալ թույլ փոփոխված ապարներում, որոնք հավանաբար չեն կարող հանդիսանալ որոնման նշան:

Այդպիսի դեպքերում հետախուզական աշխատանքների ժամանակ հիմնական ուշադրությունը պետք է դարձնել հանքալուծման ստրուկտուրային կոնտրոլի վրա:

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Грим Р. Е. Минералогия глин. 1951.
2. Земятченский Н. А. К вопросу о происхождении каолина. ДАН СССР, 1938, ч. 20, № 6.
3. Казарян А. Г. О биотитизации в дайках единитов Каджаранского месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геолого-географических наук, 1958, № 3.
4. Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной Армении. 1948.
5. Мовсисян С. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. 1941.
6. Наковник Н. И. Пропилигизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зп. ВМО, 1954, ч. 83, № 2.
7. Наковник Н. И. О новом типе околорудных изменений. Зап. ВМО, 1957, ч. 86, № 6.
8. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. 1955.
9. Stringham B. Fields of Formation on Some common Hydrothermal alteration. Econ. Geology, № 6, 1952.

**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԱ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԵՎ ԱՇԽԱՐՀԱԳՐԱԿԱՆ  
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՍԵՐԻԱՅԻ „ՏԵՂԵԿԱԳՐԻ“ 11-ՐԴ  
ՀԱՅՈՐԻ ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆԸ**

№—Էջ

**Ստրատիգրաֆիա**

Ն. Ռ. Ազարյան. Ալավերդու շրջանի «ազլումերատային» շիրտախմբի հասակի մասին	5—11
Վ. Թ. Հակոբյան. Հարավ-արևելյան Հայաստանի ստորին կավճի նստվածքների ստրատիգրաֆիայի վերաբերյալ	1—3
Վ. Թ. Հակոբյան. Սվարանց և Տաթև գյուղերի շրջանի վերին կավճի ապարների հասակի մասին	3—21
Ա. Հ. Գաբրիելյան. Հայաստանի և Փոքր Կովկասի նրան կից մասերի երրորդական նստվածքների կտրվածքների համադրումը (կորելացիան)	2—3
Հ. Հ. Աարզսյան. ՀՍՍՌ Իլիջանի շրջանի ածխաբեր նստվածքների լիթոստրատիգրաֆիական մասնատման մասին	2—17

**Հնէաբանություն**

Ս. Ա. Բուբիկյան. Երևանի ավազանի պալեոզենի օստրակոզները	3—3
Ս. Ա. Բուբիկյան. Հայաստանի սարմատի օստրակոզների նկարագրությունը	1—19
Յու. Ա. Մարտիրոսյան. Հայկական ՍՍՌ հարավ-արևմտյան մասի վերին կավճի նստվածքների զլորոտրունկանաները	6—7

**Լիթոլոգիա**

Ի. Գ. Գասպարյան. Մերձերևանյան շրջանի երրորդական (նստվածքային) առաջացումների պետրոգրաֆո-միներալոգիական համառոտ բնութագրումը	3—43
Ս. Ա. Սարյան. Հայաստանի Նոյեմբերյանի և Իջևանի շրջանների կավճի նստվածքների սնման մարզերի հարցի շուրջը	6—19

**Միներալոգիա**

Կ. Ա. Քալամյան. Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի հանքանյութային առանձնահատկությունները	3—27
Ա. Ս. Ֆարամազյան. Քաջարանի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի բաղմամետաղային հանքանյութերի միներալոգիայի վերաբերյալ	6—41
Է. Ա. Խաչատրյան. Ղափանի պղնձի հանքավայրի հանքանյութերի միներալոգիական կազմի մասին	6—25

**Գեոքիմիա**

Գ. Հ. Պիջյան. Դաստակերտի պղինձ մոլիբդենային հանքավայրի գեոքիմիայի հարցի շուրջը	4—2
--	-----

**Օգտակար հանածոներ**

Բ. Ս. Վարդապետյան. Հայաստանի տերիտորիայի հանքանյութային միներալոգիական գոնայականություն մասին	2—33
Հ. Գ. Ղազարյան. Քաջարանի հանքավայրի մերձհանքային փոփոխված ապարների մասին	6—49

**Պետրոգրաֆիա**

- Է. Գ. Մալխասյան. Ղափանի շրջանի Բարաբաթումի կվարցային պորֆիրիտների մասին . . . . . 1—35
- Կ. Գ. Շիրինյան. Հայաստանի տուֆո-տուֆոլավային հաստվածքի կառուցվածքի ու ծագման հարցի շուրջը . . . . . 1—25

**Կրիստալոպտիկա**

- Լ. Ա. Վարդանյանց. Պլուգիոկլազի կրկնարյուրեղների գլխավոր ուղղութիւններ . . . . . 5—3
- Լ. Ա. Վարդանյանց. Ֆյոգորովի մեթոդի պրակտիկ կողմի ապիտոնալիզացման տեսական հիմունքները . . . . . 4—3

**Գեոքերմիկա**

- Ա. Լ. Անանյան. Վ. Լ. Եգոյան. Հայաստանում գեոքերմիկական հետազոտութիւններ կատարելու հարցի մասին . . . . . 4—23

**Ճարտարապետական գեոլոգիա**

- Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան. Սողանքային ճեղքվածքների դասակարգումը . . . . . 5—29

**Գեոֆիզիկա**

- Է. Ա. Հարութչանյան. Հյուսիսային Հայաստանի երկաթի հանքավայրերի հանքանյութերի և ապարների մագնիսական հատկութիւնների մասին . . . . . 5—29
- Շ. Ս. Հովհաննիսյան. Հայաստանի լեռնային ապարների խտութեան մասին . . . . . 5—55
- Շ. Ս. Հովհաննիսյան. Արարատյան հովտի ծանրութեան ուժի ռեզիտնալ անոմալիաների բնույթի մասին . . . . . 1—45

**Գեոմորֆոլոգիա**

- Մ. Հ. Դավոյան. Հնագույն գետահովիտների հետքերը հյուսիս-արևմտյան Հայաստանում . . . . . 2—49
- Ս. Ա. Նեֆեյևա. Դենուդացիոն և ալուվիալացիոն պրոցեսների զարգացումը Ադրս տեֆ — Դերետի շրջանում (Հայկական ՍՍՌ) . . . . . 4—37

**Կլիմատոլոգիա**

- Գ. Ա. Ալեքսանդրյան. Ոխչի գետի ավազանի հորդառատ տեղումների մասին . . . . . 1—55
- Ա. Բ. Բաղդասարյան. Հայաստանի բամբակը և նրանց էներգետիկ օգտագործման հեռանկարները . . . . . 4—51
- Խ. Պ. Պողոսյան. Օդաշիթային հոսանքները հայկական լեռնաշխարհում . . . . . 2—55

**Գիտական նորեր**

- Է. Բ. Աշիմամուղով. Ծանրութեան ուժի ռեզուկտիանների հարցի շուրջը . . . . . 4—73
- Ա. Լ. Անանյան. Պ. Մ. Կապլանյան. Ջերմուկի շրջանի հանքային ջրերի մետամորֆոզման և հնարավոր հանքայնացման մասին . . . . . 4—83
- Հ. Գ. Ղազարյան. Հիպոգեն անհիդրիդի և սուլֆիդների ասոցիացիայի մասին Ջինգարայի հանքավայրում . . . . . 2—65
- Հ. Գ. Ղազարյան. Քաջարանի հանքավայրի օղինիտային դայկանների բիոտիտացման մասին . . . . . 3—71
- Կ. Ի. Կարապետյան. Ֆուլգուրիտային առաջադումները Դարալագյազի մի քանի շլակային կոների էքսպլոզիվ արտադրանքների մեջ . . . . . 5—47
- Կ. Ի. Կարապետյան. Դալի-թափա հրաբուխի միկրոռումբերը . . . . . 2—71
- Ն. Ի. Կիրիչենկո. Լյոսային ապարներում գտնվող կարբոնատային և գիպսային կոնկրետների հարցի շուրջը . . . . . 2—81

է. Ա. Կյուրեղյան, Մղվածքների ռեակցիան որոնման հողա-հիդրոքիմիական հանույթի ընթացքում . . . . .	5—55
Յու. Ա. Լեյն, Ղափանի սղինձ-բուսական տաղային հանքավայրի պարունակող ապարների սպեկտրալ անալիզի մի քանի արդյունքները . . . . .	2—75
Կ. Ա. Մկրտչյան, Հայկական ՍՍՌ-ում բրածո կաթնասունների Փամբակի կոմպլեքսի մասին . . . . .	4—47
Հ. Հ. Սարգսյան, Նոր տվյալներ Սևան—Շիրակի սինկլինորիումի վերին էոցենի ստրատիգրաֆիայի մասին . . . . .	4—67
Ս. Շ. Սարգսյան, Տանձուտի պղնձսկոլչեղանային հանքավայրի ներփակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունների մասին . . . . .	3—63
Ա. Ն. Սաֆարյան, Հայկական ՍՍՌ տերիտորիայի սեյսմիկ շրջանացման հարցի շուրջը . . . . .	5—51

**ՔՆՆԱԳԱՏՈՒՐՅՈՒՆ և ԲԱՆԱՎԵՑ**

Ռ. Ա. Առաքելյան, Գ. Հ. Պիջյան, Մի քանի դիտողություններ է. Գ. Մալխասյանի, Յու. Ա. Լեյնի և Ս. Ս. Վանյուշինի Ղափանի հանքային դաշտի վերաբերյալ հրատարակված աշխատանքների մասին . . . . .	2—87
Կ. Ա. Քարամյան, Տ. Ա. Արևշատյուց, Որոշ քննադատական դիտողություններ Ս. Ի. Բալասանյանի «Հայաստանի և Փոքր Կովկասի նրանց կից շրջանների հիմքային դաշտանների ծագման հարցի շուրջը» հոդվածի վերաբերյալ . . . . .	4—8
Վ. Վ. Լուևին, Վ. Խ. Հովհաննիսյան, է. Գ. Մալխասյանի, Յու. Ա. Լեյնի, Ս. Ս. Վանյուշինի աշխատությունների վերաբերյալ, Ռ. Ա. Առաքելյանի և Գ. Հ. Պիջյանի դիտողությունների մասին . . . . .	5—67
է. Գ. Մալխասյան, Յու. Ա. Լեյն, Ս. Ս. Վանյուշին, Պատասխան Ռ. Ա. Առաքելյանի և Գ. Հ. Պիջյանի քննադատությանը . . . . .	5—61

**ԽՐՈՆԻԿԱ**

Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան, Ալեքսանդր Եվգենևիչ Ֆերսման (ծննդյան 75-ամյակի առթիվ) . . . . .	6—3
Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան, Ապարների ինժեներա-երկրաբանական հատկություններին և նրանց ուսումնասիրության մեթոդներին նվիրված խորհրդակցության մասին . . . . .	1—71

## СОДЕРЖАНИЕ

XI тома „Известий“ АН Армянской ССР, серии геологических  
и географических наук

### Стратиграфия

	№ стр.
<i>Н. Р. Азарян.</i> О возрасте „агломератовой“ свиты Алавердского района . . . . .	5—11
<i>В. Т. Акопян.</i> К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Арме- нии . . . . .	1—3
<i>В. Т. Акопян.</i> О возрасте верхнемеловых образований района сс. Сваранц и Татев . . . . .	3—21
<i>А. А. Габриелян.</i> Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смеж- ных областей Малого Кавказа . . . . .	2—3
<i>О. А. Саркисян.</i> О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР . . . . .	2—17

### Палеонтология

<i>С. А. Бубикян.</i> Остракоды из сарматских отложений Армении . . . . .	1—19
<i>С. А. Бубикян.</i> Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна . . . . .	3—3
<i>Ю. А. Мартиросян.</i> Глоботрунканы из верхнемеловых отложений юго-западной части Армянской ССР . . . . .	6—7

### Литология

<i>И. Г. Гаспарян.</i> Краткая петрографо-минералогическая характеристика третич- ных (осадочных образований) Приереванского района . . . . .	3—43
<i>М. А. Сатиан.</i> К вопросу о питающих областях меловых отложений Ноембе- рянского и Иджеванского районов Армении . . . . .	6—19

### Минералогия

<i>К. А. Карамян.</i> Особенности минерализации Дастакертского медно-молибдено- вого месторождения . . . . .	3—27
<i>А. С. Фармазян.</i> К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно- молибденового месторождения . . . . .	6—41
<i>Э. А. Хачатурян.</i> О минералогическом составе руд Кафанского медного ме- сторождения . . . . .	6—25

### Геохимия

<i>Г. О. Пиджян.</i> К геохимии руд Дастакертского медно-молибденового место- рождения . . . . .	4—9
---	-----

### Полезные ископаемые

<i>Б. С. Вартапетян.</i> О горизонтальной минералогической зональности в оруде- нении на территории Армянской ССР . . . . .	2—33
<i>А. Г. Казарян.</i> Об околорудно-измененных породах Каджаранского место- рождения . . . . .	6—49

## Петрография

- Э. Г. Малхасян. О барабатурских кварцевых порфиридах Кафанского района 1—35  
 К. Г. Ширинян. К вопросу строения и генезиса туфо-туфолавоваго толщи Ар-  
 мении . . . . . 1—25

## Кристаллооптика

- Л. А. Варданянц. Главное направление плагиоклаза (теория главного направле-  
 ния в применении к исследованию плагиоклазов) . . . . . 5—3  
 Л. А. Варданянц. Теоретические основы рационализации практической стороны  
 федоровского метода . . . . . 4—3

## Геотермика

- А. Л. Ананян, В. Л. Егоян. К вопросу о постановке геотермических исследо-  
 ваний в Армении . . . . . 4—23

## Инженерная геология

- Г. И. Тер-Степанян. Классификация оползневых трещин . . . . . 5—29

## Геофизика

- Э. А. Арутюнян. О магнитных свойствах пород и руд железорудных месторо-  
 ждений Северной Армении . . . . . 5—23  
 Ш. С. Оганисян. О плотности горных пород Армении . . . . . 3—55  
 Ш. С. Оганисян. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской  
 котловины . . . . . 1—45

## Геоморфология

- М. О. Давоян. Следы древних речных долин в северо-западной Армении . . 2—49  
 Е. А. Нефедьева. Развитие современных процессов денудации и аккумуляции  
 на территории Агстев-Дебедского района Армянской ССР . . . . . 4—37

## Климатология

- Г. А. Александрян. О ливне в бассейне реки Вохчи . . . . . 1—55  
 А. Б. Багдасарян. Ветры Армении и возможности их энергетического исполь-  
 зования . . . . . 4—51  
 Х. П. Погосян. Струйные течения над районом Армянского нагорья . . . . . 2—55

## Научные заметки

- Э. Б. Аджимамудов. К вопросу о редукциях силы тяжести . . . . . 4—73  
 А. Л. Ананян, П. М. Капелян. О метаморфизации минеральных вод и о воз-  
 можности оруденения в пределах Джермукского района . . . . . 4—83  
 А. Г. Казарян. Об ассоциации гипогенного гипса с сульфидами на примере  
 Джиндаринского месторождения . . . . . 1—65  
 А. Г. Казарян. О биотитизации в дайках единитов Каджаранского месторо-  
 ждения . . . . . 3—71  
 К. И. Карапетян. Фульгуритовые образования в взрывных продуктах не-  
 которых шлаковых конусов Даралагеца . . . . . 5—47  
 К. И. Карапетян. Микробомбы вулкана Дали-тапа . . . . . 2—71  
 Н. И. Кириченко. К вопросу о карбонатных и гипсовых конкрециях в лессо-  
 вых породах . . . . . 2—81  
 Э. А. Кюрегян. Реакция вытяжек при поисковой почвенно-гидрохимической  
 съёмке . . . . . 5—55  
 Ю. А. Лейе. Некоторые результаты спектрального анализа рудовмещающих  
 пород Кафанского медно-полиметаллического месторождения . . . . . 2—75

- К. А. Мкртчян.* О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР . . . . . 4—77
- О. А. Саркисян.* Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория . . . . . 4—67
- С. Ш. Саркисян.* О гидротермальных изменениях вмещающих пород Танзутского серноколчеданного месторождения . . . . . 3—63
- А. Н. Сафарян.* К сейсмическому районированию территории Армянской ССР 5—51

#### Критика и дискуссии

- Р. А. Аракелян, Г. О. Пиджян.* Некоторые замечания к опубликованным работам Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе и С. С. Ванюшина по Кафанскому рудному полю . . . . . 2—87
- К. А. Карамян, Т. А. Аревшатян.* Некоторые критические замечания к статье С. И. Баласаняна „К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа“ . . . . . 4—89
- В. В. Лунин, Б. Х. Оганесян.* По поводу замечаний Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна к работам Э. Г. Малхасяна, Ю. А. Лейе и С. С. Ванюшина 5—67
- Э. Г. Малхасян, Ю. А. Лейе, С. С. Ванюшин.* Ответ на критику Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна . . . . . 5—61

#### Хроника

- Н. Г. Мелик-Мурадян.* Александр Евгеньевич Ферсман (к 75-летию со дня рождения) . . . . . 6—3
- Г. И. Тер-Степанян.* Совещание по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения . . . . . 1—71

## ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Էջ

Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան. Ալեքսանդր Եվզենևիչ Ֆերսման (ծննդյան 75-ամյակի առթիվ)

3

### Պալեոնտոլոգիա

Ցու. Ա. Մարտիրոսյան, Հայկական ՍՍՌ հարավ-արևմտյան մասի վերին կավճի նստվածքների գլոբոտրունկանաները

7

### Լիթոլոգիա

Մ. Ա. Սաթյան, Հայաստանի Նոյեմբերյանի և Իջևանի շրջանների կավճի նստվածքների սնման մարզերի հարցի շուրջը

19

### Միներալոգիա

Է. Ա. Խաչատրյան. Հափանի պղնձի հանքավայրի հանքանյութերի միներալոգիական կազմի մասին.

25

Ա. Ա. Ֆարամազյան, Քաջարանի սլդինձ-մոլիբդենային հանքավայրի բազմամետաղային հանքանյութերի միներալոգիայի վերաբերյալ

41

### Օգտակար հանածոներ

Հ. Գ. Ղազարյան. Քաջարանի հանքավայրի մերձհանքային փոփոխված ապարների մասին

49

Հայկական ՍՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և Աշխարհագրական գիտությունների սերիայի «Տեղեկագրի» 11-րդ հատորի բովանդակությունը

63

# СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Н. Г. Мелик-Мурадян. Александр Евгеньевич Ферсман (к 75-летию со дня рождения)</i> . . . . .	3
<b>Палеонтология</b>	
<i>Ю. А. Мартиросян. Глоботрунканы из верхнемеловых отложений юго-западной части Армянской ССР</i> . . . . .	7
<b>Литология</b>	
<i>М. А. Сатиан. К вопросу о питающих областях меловых отложений Ноемберянского и Иджеванского районов Армении</i> . . . . .	19
<b>Минералогия</b>	
<i>Э. А. Хачатурян. О минералогическом составе руд Кафанского медного месторождения</i> . . . . .	25
<i>А. С. Фарамазян. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения</i> . . . . .	41
<b>Полезные ископаемые</b>	
<i>А. Г. Казарян. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения</i> . . . . .	49
Содержание XI тома "Известий" АН АрмССР, серии геологических и географических наук . . . . .	66

