

ՀՄՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական
գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Ա. Հ. Գաբրիելյան (պատ. խմբագիր), Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Շ. Թաթևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան (խմբագրի տեղակալ), Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Ա. Ն. 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.

С. А. БУБИКЯН

ОСТРАКОДЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕРЕВАНСКОГО БАССЕЙНА

В палеогеновых отложениях Ереванского бассейна, наряду с макрофауной и фораминиферами встречаются также и остракоды.

В данной статье излагаются предварительные результаты изучения остракод из палеогеновых отложений Ереванского бассейна.

Сводный стратиграфический разрез третичных отложений рассматриваемого района представляется в следующем виде: согласно данным А. А. Габриеляна [1], меловые отложения Ераносской (Азатской) антиклинали согласно перекрываются флишевой толщей мощностью 2200—2700 м палеоценового и ниже-средне эоценового возрастов, представленной песчаниками, глинами и мергелями, в основании которой, по неопубликованным данным Ю. А. Мартиросян, встречаются *Acarinina conicotruncata* (Subb.), *Globorotalia membranacea* Ehren., *Globigerina trivialis* (Subb.) и др. датского возраста. В верхней части флишевой толщи встречаются мелкие нуммулиты—*Nummulites lucasi* d'Arch., *N. guettardi* d'Arch. из фораминифер *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Gl. marginodentata* Subb. и др. [1]. В этих отложениях остракоды не обнаружены.

Стратиграфически выше в верхнеэоценовых отложениях Вединского и Микоянского районов (сс. Карахач, Кадрлу, Арени, Ринд, Агавнадзор) встречаются *Nummulites fabianii* Prev. (A. B.), *N. bouillei* (B), *N. contortus* Desh. (A. B.), *Discocyclusina pratti* M., *D. sella* d'Arch. и др. [1].

Из фораминифер по данным Н. А. Саакян [2] характерными видами являются: *Clavulina ex gr. szaboi* Hantken, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *H. bermudezi* Thalmann, *H. suprasuturalis* Bronnmann, *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globorotalia armenica* Sahakian, *Almaelia rugosa* Sahakian.

Выявлен богатый комплекс остракод следующего состава: *Trachyleberis acutiloba* (Marsson), *T. ex gr. pinata* Mandelstam, *T. ex gr. arenosa* (Jones et Sherborn), *T. immemorata* Mandelstam sp. n., *T. ex gr. kopetdagensis*, Mandelstam, *Cytherella aff. scolia* Mandelstam. Выше в районе с. Шорагбюр залегает песчано-глинистая шорагбюрская толща мощностью 800 м ниже-среднеолигоценового возраста. Граница нижнего и среднего олигоцена не четко вы-

ражена. В них распространены нуммулиты следующего состава: *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym, *N. boucheri*, *N. incrassatus*. Из фораминифер встречаются: *Cyclamina acutidorsatum* (Hantk.), *Clavulina szaboi* Hantk., *Valvulineria kiravabadensis* Chal., *Almaena? palmulata* Sahakian. Из остракод выявлены: *Bairdia proximatis* sp. n., *Cytheropteron pictilum* Mandelstam sp. n., *Xestoleberis radiosa* sp. n., *X. schoragburensis* sp. n., *Paijenborchella vediensis* sp. n., *Krithe tortecaudata* Suzin sp. n., *K. caucasica* Mandelstam sp. n., *Trachyleberis limbata* (Bosquet), *T. arqutis* Mandelstam sp. n., *T. sigifera* Mandelstam sp. n., *T. verrucosa* Mandelstam sp. n., *Cytheretta armenica* Suzin sp. n., *Cytherella posterosurgensis* Mandelstam sp. n., *C. confusa* (Lienenklaus).

Шорагбюрская толща выше переходит в пестроцветную толщу, в которой до самого последнего времени обнаруживаются только скудные органические остатки, а остракоды не выявлены. Эти отложения рядом исследователей условно относятся к верхнему олигоцену—нижнему миоцену? [1].

Ниже приводится таблица стратиграфического распределения некоторых видов остракод, имеющих более широкое площадное распространение и дано их описание.

Таблица 1

Геологический возраст	Верхний эоцен	Нижний—средний олигоцен
Районы	сс. Кадрлу, Карахач, Егегнадзорского района, с. Тазагюх Арташатского района	с. Шорагбюр, г. Кяра-Молла, Шаумянского района, с. Вохчаберт Котайкского района
Название видов		
<i>Cytherella aff. scolia</i> Mandelstam sp. n.	+	—
<i>Cytherella confusa</i> (Lienenklaus)	—	+
<i>Cytherella posterosurgensis</i> Mandelstam sp. n.	—	+
<i>Bairdia proximatis</i> sp. n.	—	+
<i>Krithe caucasica</i> Mandelstam sp. n.	+	+
<i>Cytheridea cuzeica</i> sp. n.	—	+
<i>Trachyleberis acutiloba</i> (Marsson)	+	—
<i>mirandis</i> Mandelstam sp. n.	—	+
<i>immemorata</i> Mandelstam sp. n.	+	—
<i>limbata</i> (Bosquet)	+	+
<i>arqutis</i> Mandelstam sp. n.	+	+
<i>sigifera</i> Mandelstam sp. n.	+	+
<i>verrucosa</i> Mandelstam sp. n.	—	+
<i>ex gr. arenosa</i> (Jones et Sherborn).	+	—
<i>pinata</i> Mandelstam sp. n.	+	—
<i>ex gr. kopetdagensis</i> Mandelstam sp. n.	+	—
<i>Paijenborchella vediensis</i> sp. n.	+	+
<i>Cytheretta armenica</i> Suzin sp. n.	+	+
<i>Cytheropteron pictilum</i> Mandelstam sp. n.	—	+
<i>Xestoleberis schoragburensis</i> sp. n.	—	+
<i>Xestoleberis radiosa</i> sp. n.	—	+

Класс Crustacea Brongniart et Desmarest, 1822

Подкласс Ostracoda Latreille, 1806

Отряд Podocopida Pokorny, 1953

Подотряд Podocopa g. o. Sars, 1865

Надсем. Bairviacea Sillieste—Bradly, 1948

Сем. Bairdiidae Sars, 1888

Подсем. Bairdiinae Sars, 1923

Род Bairdia M'Co y, 1844

Bairdia praximatis sp. n.

Табл. I, рис. 1

Голотип № 223, происходит из окрестности с. Шорагбюр, Шаумянского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелись 3 закрытые раковины этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина приближается к дельтовидной форме, сильно выпуклая с приподнятыми концами, из которых передний несколько выше заднего. Спинной край на левой створке полого-дугобразный, на правой—прямой. Створки гладкие.

Описание. Раковина приближается к дельтовидной форме, сильно выпуклая в центральной части и уплощенная на концах. Передний и задний концы приподняты, причем передний несколько выше заднего. Спинной край, перекрывающей левой створки, дугобразный, правой створки—прямой. Брюшной край на правой створке вогнутый, поверхность гладка. Вид варьирует в размерах.

Размеры раковины: длина—1,01 мм; высота—0,50 мм.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от вида *B. mammosa* Mandelst. описанного из отложений палеоцена западной Туркмении (хр. Кюрей-Дага) и фораминиферовых слоев (F_1) Кавказа, более приподнятыми концами створок, и меньшей уплощенностью поровоканальной зоны.

От вида *B. arduata* Mandelstam, описанного из отложений палеоцена центрального Копет-Дага, отличается помимо вышеуказанных признаков также менее вогнутым спинным краем.

Геологический возраст и распространение. Нижний олигоцен, Шорагбюрская толща, Армянская ССР, Шаумянский район, с. Шорагбюр.

Подсем. Krithinae Mandelstam, 1958

Род *Krithe* Brady, Crosskey et Robertson, 1874

Krithe caucasica Mandelstam sp. n.

Табл. I, рис. 2

Голотип описан из среднего эоцена фораминиферовых слоев Сев. Кавказа, хранится ВНИГРИ, № 35—8.

Оригинал № 219, происходит из окрестностей с. Вохчаберд Котайкского района, средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 7 закрытых раковин этого вида.

Диагноз. Раковина неправильно овальная, гладкая с вогнутым спинным краем, задний конец скошенный, нижняя часть заднего конца приподнята.

Описание. Очертание раковины неправильно-овальное. Раковина среднего размера, выпуклая, тонкостворчатая. Левая створка несколько больше правой и незначительно охватывает последнюю. Передний конец высокий, равномерно дугообразно закруглен. Задний конец низкий, наклонно скошенный, нижняя часть заднего конца слегка приподнята, имеет неглубокую, продолговато-округлую ямку. Спинной край дугообразный, брюшной край почти прямой, иногда слегка вогнутый в средней части. Поверхность створок гладкая, покрыта устьями поровых каналов. Поровоканальная зона хорошо выражена на переднем и заднем концах, снабжена тонкими каналами. Изменчивость наблюдается в размерах и выпуклости створок.

Размеры раковины: длина—0,59 мм; высота—0,33 мм.

Геологический возраст и распространение. Палеоген Западной Туркмении, верхний эоцен, нижний—средний олигоцен Армянская ССР, с. Шорагбюр Шаумянского района, с. Вохчаберт Котайкского района, сс. Таза-Гюх, Битлиджа (Барцрашен) Арташатского района, сс. Арени, Ринд Егегнадзорского района.

Сем. Cytheridae W. Baird, 1850

Род. *Gytheridea* J. Bosquet, 1852

Cytheridea cuzeica sp. n.

Табл. I, рис. 3

Голотип № 221, происходит из окрестностей с. Шорагбюр Шаумянского района, г. Кузей, средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 20 закрытых раковин и несколько створок этого вида.

Диагноз. Раковина почковидная, передний конец выше заднего. Спинной край прямой, оба конца дугообразно закруглены. Поверхность раковины покрыта бугорками и ячейками.

Описание. Раковина почковидная, длина полтора раза превышает высоту. Передний конец высокий, более плавно дугообразно закруглен чем задний конец. Спинной край прямой, слабо наклонен к заднему концу. Брюшной край слегка вогнут в средней части. Створки покрыты крупными бугорками, три бугорка расположены ближе к брюшному краю, три—ближе к спинному, один продолговатый гребневидный бугорок тянется вдоль переднего конца. Поверхность рако-

вины и бугорков покрыта мелкими ячейками. Раковина варьирует в размерах.

Размеры раковины: длина—0,85 мм, высота—0,46 мм.

Сравнительные заметки. Описываемый вид от *Cytheridea rasilis* Mandelstam из тех же отложений отличается наличием бугорков на поверхности створок.

Геологический возраст и распространение. Средний олигоцен, Армянская ССР. Шаумянский район, с. Шорагбюр.

Подсем. *Trachyleberinae* Hornibrook, 1952

Род *Trachyleberis* Brady, 1880

Trachyleberis acutiloba (Marsson) var. *deviatis* Mandelstam var. n.

Табл. I, рис. 4

Голотип описан из верхнего эоцена Запад. Казахстана, г. Аральск, бур. скв. № 1, хранится в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, колл. № 45—26.

Оригинал № 211 происходит из окрестностей с. Кадрлу, Вединского района, верхний эоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось небольшое количество закрытых раковин этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина уплощенная, ячеистая с небольшим центральным бугорком, краевое ребро присутствует на брюшной стороне и переднем конце створок.

Описание. Раковина продолговатая, уплощенная к переднему концу, с наибольшей высотой в передней части. Передний конец высокий, равномерно дугообразно закругленный. Задний конец ниже переднего с развитым уступом. Спинной край прямой, слабо наклонен к заднему концу. Брюшной край незначительно вогнутый в передней своей трети.

Оба конца снабжены мелкими шипиками. На заднем конце в средней части кроме мелких шипов выделяется один большой длинный шип. Скульптура створок состоит из краевого ребра, расположенного ближе к брюшному краю и окаймляющего передний конец. В центральной части створки находится небольшой бугорок, вокруг которого расположены слабо выраженные четырех-пятигранные ячейки. Среди встреченных форм этого вида отклонение не обнаружено.

Размеры раковины: длина—0,70 мм; высота—0,39 мм.

Сравнительные заметки. Данный вид близок к виду *Trachyleberis acutiloba* (Marsson), описанному так же, из фораминиферовых слоев (F_1) р. Кубань, но отличается от последнего менее четко выраженной ячеистой скульптурой, отсутствием второго бугорка и округлого валика на спинном краю.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен, Казахская ССР? Аральск и Армянская ССР, сс. Кадрлу, Кара-

хач Вединского района, сс. Арени, Ринд Егегнадзорского района.

Trachyleberis mirandis Mandelstam sp. n.

Табл. I, рис. 5

Голотип описан из нижнего олигоцена, Шаумянского района, г. Кяра-Молла, хранится в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, № 167—10.

Оригинал № 212 происходит из окрестностей с. Шорагбюр, Шаумянского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелись две закрытые раковины этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина удлинено-овальная, покрыта ячейками, грани которых игольчатые, переднее дугообразное ребро бугорчатое.

Описание. Раковина удлинено-овальная, наибольшей выпуклостью в заднебрюшной части. Передний конец выше заднего, дугообразно закруглен оба с концевыми мелкими шипами. Спинной край прямой, наклонен к заднему концу, брюшной край в средней части слабо вогнутый. Створки покрыты равномерно расположенными ячейками, которые друг от друга отделяются невысокими шипами. Сравнительно крупные бугорки располагаются на уплощенных частях переднего и заднего концов.

В пределах вида отклонений не обнаружено.

Размеры раковины: длина—0,71 мм; высота—0,33 мм.

Сравнительные заметки. Раковина описываемого вида отличается от раковины вида *Trachyleberis spiniferina* (Jones et Shergold) описанного также из эоцена Зап. Казахстана менее развитыми не раздваивающимися шипами.

Геологический возраст и распространение. Нижний олигоцен, Армянская ССР, с. Шорагбюр г. Кяра-Молла Шаумянского района, с. Кадрлу Вединского района.

Trachyleberis immemorata Mandelstam sp. n.

Табл. I, рис. 6 а, б

Голотип описан из отложений верхнего эоцена Армянской ССР, окрестностей с. Карахач, хранится в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, № 167—4.

Оригинал № 210 происходит из окрестностей с. Кадрлу Вединского района—эоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 15 закрытых и четыре отдельных створок этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина с центральным бугорком, брюшным ребром и обособленным дугообразным передним ребром, покрыта ячейками, концы с мелкими шипами.

Описание. Раковина крупная, массивная, неправильно-овальная, передний конец дугообразный, высокий, с мелкими шипами. Задний

конец низкий с уступом. Спинной край прямой. Брюшной край слабо вогнутый. Створки в передней трети снабжены большим полым бугорком, образующим с внутренней стороны их углубления. Поверхность створок покрыта крупными четырех-пятигранными ячейками. На брюшной стороне ребро оканчивается, в задней трети створок переднее дугообразное ребро обособленное.

Раковина варьирует в размерах, помимо этого на отдельных экземплярах наблюдается шиповатость по краям створок.

Размеры раковины: длина—1,24 мм; высота—0,65 мм.

Сравнительные заметки. Описанный вид близок к *Trachyleberis alvialata* Шагарова описанный из палеогеновых отложениях Казахстана и Туркмении; отличается широким задним концом и меньшим числом бугорков на поверхности створки.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен, Армянская ССР, Битлиджа Шаумянского района сс. Кадрлу, Карахач Вединского района, сс. Арени, Ринд Егегнадзорского района.

Trachyleberis limbata (Bosquet)

Табл. II, рис. 1

1852. *Cythere limbata* Bosquet, Foss. terr. tert. France et Belgique, Табл. IV, фиг. 1a—c.

Оригинал № 215 происходит из окрестностей с. Кадрлу Вединского района. Верхний эоцен, олигоцен?

Материалы. В нашем распоряжении имелось 21 закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Описание. Раковина продолговато-овальной формы, среднего размера, с наибольшей высотой и выпуклостью в средней части.

Передний конец высокий, округлый. Задний—ниже переднего. Спинной край у левой створки дугообразный, у правой створки спинной край почти прямой. Брюшной край слегка вогнут в своей передней трети. Поверхность раковины покрыта часто расположенными ямками. Порово-канальная зона утолщенная. Раковина варьирует в размерах. На некоторых формах имеются слабая яченость.

Размеры раковины: длина—0,70 мм, высота—0,46 мм.

Сравнительные заметки. От *Trachyleberis flabilis* Mandelstam описанной из палеогеновых отложений Украины, отличается отсутствием килья на спинном и брюшном краях.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен, нижний олигоцен, Армянская ССР, сс. Шорагбюр, г. Кяра-Молла, Авдалар Шаумянского района, с. Кадрлу Вединского района, сс. Ринд, Агавнадзор Егегнадзорского района, Битлиджа Арташатского района. Вне СССР, эоцен Франции.

Trachyleberis argutis Mandelstam sp. n.

Табл. II, рис. 2а, б

Голотип кол. ВНИГРИ, № 167—3, нижний олигоцен, Армянская ССР, долина р. Сарай-Булаг.

Оригинал № 213 происходит из окрестностей с. Шорагбюр Шаумянского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 15 закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина с центральным бугорком, ячеистая со спинным и брюшным ребрами, имеющими угловатое окончание, дугообразное, переднее ребро обособленное.

Описание. Раковина удлинённая, неправильно-овальная, массивная, наиболее выпуклая в центральной части. Передний конец высокий, равномерно-дугообразно закруглённый. Задний конец незначительно ниже переднего, вытянутый с уступом. Спинной край прямой, брюшной край слегка вогнут в передней трети. Передний конец створки снабжен дугообразным обособленным ребром. Брюшное и спинное ребра в задней части имеют угловатый выступ. В центре створок находится хорошо выраженный округлый бугорок, вокруг которого почти в концентрическом порядке расположены четырех-пятигранные угловатые ячейки. У некоторых форм этого вида сильно вытянуты створки, боковое ребро выступает более четко. Наблюдается также изменчивость в величине ячеек, составляющих скульптуру раковины данного вида.

Размеры раковины: длина—0,78 мм, высота—0,46 мм.

Сравнительные заметки. Данный вид похож на *Trachyleberis macropora* (Bosquet) описанный также из тех же отложений отличается от него широким задним концом, меньшей величиной раковины и хорошо выраженной ячеистой скульптурой.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен, олигоцен УССР, Днепропетровская область Мандриковка, Армянская ССР, Шаумянский, Вединский, Егегнадзорский районы.

Trachyleberis sigifera Mandelstam sp. n.

Табл. II, рис. 3а, б

Голотип описан из отложений нижнего олигоцена Армянская ССР, Шаумянского района, с. Шорагбюр, хранится в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, № 167—1.

Оригинал № 29 происходит из окрестностей с. Авдалар Шаумянского района, средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 10 закрытых раковин и 3 отдельные створки хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина в передней уплощенной части с концентрически расположенными ячейками, трехреберная. Спинное и среднее ребра изогнутые, между ребрами развиты ячейки.

Описание. Раковина продолговатая неправильно-овальная, крупная, массивная. Передний конец высокий, равномерно-дугобразно закругленный. Задний конец несколько ниже переднего, с уступом, треугольного очертания, оба конца с мелкими шипами, спинной край прямой. Брюшной край слабо вогнутый створка в уплощенной передней трети с радиально расположенными ячейками, за которой снабжены тремя продольными ребрами. Брюшное ребро прямое, среднее ребро слабо изогнутое. Спинное ребро дугобразное, слегка выступающее над спинным краем.

Между ребрами развиты четырехгранные, местами округлые ячейки. Раковина варьирует в размерах. Некоторые формы имеют более продолговатую раковину, у некоторых ребра и шипы в передней и задней части створок слабо выражены.

Размеры раковины: длина—0,91 мм, высота 0,49 мм.

Сравнительные заметки. Описанный вид близок к виду *Trachyleberis elegantissima* (Liepenklaus), описанного также А. В. Сузиным 1956 (3) из третичных отложений Сев. Предкавказья: (Тархан, Чокрак), отличается присутствием третьего ребра на спинном краю и более резко выраженной скульптурой.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен и олигоцен (сс. Шорагбюр, г. Кяра-Молла, Авдалар, Шаумянского района, с. Вохчаберд Котайкского района, сс. Арени, Ринд (Егегнадзорского района).

Trachyleberis verrucosa Mandelstam sp. n.

Табл. II, рис. 4

Голотип описан из отложений нижнего олигоцена Армянской ССР, хранится в лаборатории микробиостратиграфии ВНИГРИ, № 167—9.

Оригинал № 222 происходит из района окрестностей с. Шорагбюр, г. Кузей, Шаумянского района, средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 5 закрытых раковин этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина покрыта крупными полусферическими бугорками, среди которых расположены мелкие шипы.

Описание. Раковина крупная, овальная, выпуклая, массивная. Передний конец высокий дугобразно закругленный, задний конец ниже переднего, также закругленный. Спинной край прямой. Брюшной край вогнутый в передней трети.

Раковина покрыта полусферическими крупными бугорками, между которыми расположены мелкие шипы. Отклонение в изменении формы и скульптуры раковины не установлено.

Размеры раковины: длина—0,91 мм, высота 0,52 мм.

Геологический возраст и распространение. Средний эоцен? олигоцен. Армянская ССР, с. Шорагбюр, Шаумянского района.

Род *Paijenborchella* Kingma, 1948*Paijenborchella vediensis* sp. n.

Табл. II, рис. 5а, б

Голотип № 220, происходит из окрестностей с. Кадрлу Вединского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 11 закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина продолговатая, с дугообразно выгнутым брюшным и срединным ребром, спинное ребро на концах загнуто к спинному краю.

Описание. Раковина по очертанию продолговато-овальная, выпуклая, среднего размера, тонкостворчатая, скульптурированная. Передний конец высокий, дугообразно закруглен. Задний конец низкий, вытянутый в виде длинного отростка. Брюшной край слегка вогнутый, створки покрыты тремя продольными ребрами, из которых брюшное ребро длинное дугообразно выгнутое, срединное ребро расположено параллельно брюшному, спинное ребро на концах загибается в сторону спинного края. Отмечается различная степень выраженности ребер, составляющих характерную скульптуру вида.

Размеры раковины: длина—0,54 мм; высота—0,28 мм.

Сравнительные заметки. *Paijenborchella vediensis* sp. n. близок к виду *P. tricostata* (Lienenklaus), описанному из отложений нижнего—среднего эоцена Западной Германии и р. Эмба, район Кара-Кимера, но отличается от него более развитыми ребрами в средней и брюшной частях створок.

Геологический возраст и распространение. Верхний эоцен?, нижний олигоцен с. Щорагбюр. г. Кяра-Молла Шаумянского района, с. Вохчаберд Котайкского района, с. Эпин Егегнадзорского района.

Подсем. Cytherettinae Triebel, 1952

Род *Cytheretta* Miiller, 1894*Cytheretta armenica* Suzin sp. n.

Табл. II, рис. 6

Голотип хранится в ЦНИЛ, треста Грознефть, нижний олигоцен. Армянской ССР, Сарай-Булаг.

Оригинал № 217 происходит из окрестностей с. Вохчаберд Котайкского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 15 закрытых и 3 отдельные створки этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина почковидная, с высоким передним уплощенным концом с параллельными тремя ребрами, между которыми развиты перемычки, образующие неравномерную ячеистую скульптуру.

Описание. Раковина неправильно-овальная, небольшого размера. Передний конец высокий, округлый, задний конец низкий, в нижней части с мелкими шипами. Спинной край прямой наклонен к заднему концу. Брюшной край слегка вотнут в передней трети. Средняя часть створок снабжена тремя продольно-округлыми ребрами, параллельными друг-другу. Брюшное ребро дугообразно, среднее и спинное ребра почти параллельны друг другу и соединены перемычками, образующими неправильные ячейки. Порово-канальная зона широкая, снабжена тонкими, узкими, часто расположенными поровыми каналами.

Встреченные формы отличаются размерами и скульптурой. Некоторые из них имеют больше ребер и ясно выраженную ячеистую скульптуру. У очень многих экземпляров (из Егегнадзорского района) передний конец немного выше заднего.

Размеры раковины: длина—0,46 мм: высота—0,26 мм.

Геологический возраст и распространение. Палеоген, нижний олигоцен, верхний эоцен Кавказа, Армянская ССР, с. Шорагбюр Шаумянского района, с. Вохчаберд Котайкского района, сс. Агавнадзор, Элпин, Арени, Ринд Егегнадзорского района.

Надсем. Cytheracea Ulrich et Bassler, 1923

Сем. Cytheridae Baird, 1850

Подсем. Cytheropterinae Mandelstam, 1958

Род *Cytheropteron* Sars, 1865

Cytheropteron pictilum Mandelstam sp. n.

Табл. II, рис. 7а, б

Голотип описан из окрестностей с. Вохчаберд. Хранится в ЦНИЛ, треста Грознефть.

Оригинал № 218, происходит из окрестностей с. Шорагбюр, Шаумянского района, средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелись две закрытые раковины этого вида.

Диагноз. Раковина дельтовидной формы, вытянутая, в брюшной части выпуклая с крыловидными выступами, поверхность гладкая.

Описание. Раковина небольшого размера, удлинённая, дельтовидной формы, с наибольшей выпуклостью в среднебрюшной части. Передний край высокий и полого закругленный. Задний конец заостренный с отростком. Спинной край значительно дугообразный с плавным переходом к переднему и заднему концам. Брюшной край почти прямой. Ближе к брюшному краю створки снабжены крыловидными выступами. Поверхность гладкая. Изменчивость наблюдается в размерах раковины, а также в размерах крыловидных выступов, различно заостренных. Поровые каналы плохо выражены.

Размеры раковины: длина—0,41 мм; высота—0,20 мм.

Сравнительные заметки. Данный вид близок к виду *Cytheropteron unicorna* Mandelstam (in litt) из отложений палеогена Туркменской ССР, отличается от него округлым передним, заостренным задним концами.

Геологический возраст и распространение. Средний олигоцен, Шорагбюрская толща, Армянская ССР, с. Шорагбюр, г. Кяра-Молла Шаумянского района, с. Вохчаберд Котайкского района.

Подсем. *Xestoleberinae* Sars, 1928

Род *Xestoleberis* Sars, 1865

Xestoleberis schoragburensis sp. n.

Табл. II, рис. 8а, б

Голотип № 214, происходит из окрестностей с. Шорагбюр, г. Кяра-Молла Шаумянского района. Средний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелись 4 закрытых раковины этого вида, хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина небольшая, по очертанию почковидная, сильно вздутая в задней части с небольшим уплощенным отростком.

Описание. Раковина небольшая, почковидная, задняя часть сильно вздутая. Передний конец низкий, слегка вытянутый, уплощенный, округлый, задний конец в средней части в виде небольшого отростка. Спинной край арковидный, с плавным переходом к переднему и заднему концам.

Брюшной край ближе к переднему концу вогнутый. Поверхность гладкая. На поверхности створок некоторых экземпляров с более заостренными краями, найденных в окрестностях сс. Арени и Ринд наблюдаются продольные прерывистые слабо выраженные ребра на спинной и брюшной сторонах.

Геологический возраст и распространение. Средний олигоцен, с. Шорагбюр, г. Кяра-Молла Шаумянского района, сс. Арени, Ринд Егегнадзорского района.

Xestoleberis radiosa sp. n.

Табл. II, рис. 9а, б

Голотип № 216, происходит из окрестностей с. Шорагбюр, (г. Кузей) Шаумянского района, нижний олигоцен.

Материалы. В нашем распоряжении имелось 10 закрытых раковин этого вида хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина небольшая неправильно яйцевидная с наибольшей высотой в средней части. Передний и задний концы закруглены. Спинной край дугообразный, брюшной край вогнутый.

Описание. Раковина небольшая, по очертанию приближается к яйцевидной, с наибольшей выпуклостью в средней части.

В средней части спинного края левая створка зигзагообразно охватывает правую. Передний конец ниже заднего и более полого, дугообразно закруглен в верхней части. Задний конец высокий, равномерно закруглен. Спинной край дугообразный. Брюшной край в передней трети створки вогнутый. Поверхность гладкая, покрыта устьями поровых каналов. Изменчивость наблюдается в размерах раковины.

Размеры раковины: длина 0,44 мм, высота 0,28 мм.

Сравнительные заметки. Раковина данного вида отличается от вида *X. reposita* sp. n. большей высотой и вогнутостью спинного края, а также большой выпуклостью створки в ее центральной части.

Геологический возраст и распространение. Нижний олигоцен, с. Шорагбюр; скв. № 4, 5 Шаумянского района, Таза-Гюх Арташатского района, сс. Арени и Ринд Егегнадзорского района

Институт геологических наук

Поступила 9 XII 1957

АН Армянской ССР

Ս. Ա. ԲՈՒԲԻԿՅԱՆ

ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ ՕՍՏՐԱԿՈՂՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հողվածում նկարագրված են Երևանի ավազանի երրորդական հասակի նստվածքներում հայտնաբերված մի շարք օստրակողները:

Երրորդական նստվածքները նշված շրջանում ունեն շերտավորման հետևյալ հաջորդականությունը՝

Երանոսի անտիկլինալի կավճի հասակի ապարները ներդաշնակ կերպով ծածկված են 2200—2700 մ հզորություը ունեցող ֆլիշային հաստվածքով, որոնց մեջ մինչև այժմ օստրակողներ չեն հայտնաբերված, նրանցից բարձր տեղադրված է 800 մ հզորություը ունեցող ստորին և միջին օլիգոցենի հասակի Շորաղբյուրի ավազաքարա-կավային հաստվածքը, որի մեջ հայտնաբերված են՝ *Bairdia proxsimatis* sp. n., *Cutheropteron pictilum* Mandelstam sp. n., *Xestoleberis radiosa* sp. n., *X. sehoragburensis* sp. n., *Paijenborchella vediensis* sp. n., *Krithe tortecaudata* Suzin sp. n., *K. caucasica* Mandelstam sp. n., *Trachyleberis limbata* (Bosquet), *T. arqutis* Mandelstam sp. n., *T. sigifera* Mandelstam sp. n., *T. verrucosa* Mandelstam sp. n., *Cytheretta armenica* Suzin sp. n., *Cytherella posterosurgensis* Mandelstam sp. n., *C. confusa* (Lienenklaus). Շորաղբյուրի հաստվածքը դեպի վեր փոխվում է վերին օլիգոցենի—ստորին միոցենի հասակի խայտարղետ հաստվածքի, որի մեջ մինչև այժմ օստրակողներ հայտնաբերված չեն:

Շորաղբյուրի հաստվածքի վրա ներդաշնակ կերպով տեղադրված է աղաբեր հաստվածքը, որի մեջ նույնպես մինչև այժմ օստրակողներ չեն հայտ-

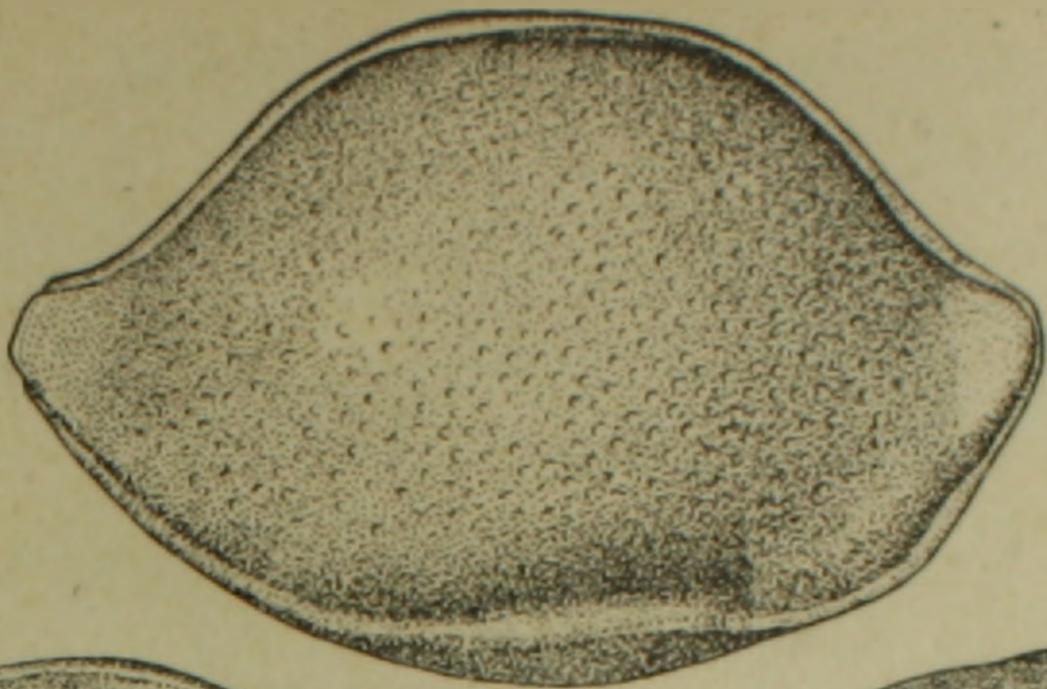
նարերված՝ նրանցից բարձր տեղադրված է 350 մ հզորություն ունեցող վերին սարմատյան հասակի Րադգանի կրաքարա-կավա-ավազաքարային հաստվածքը, որի մեջ հայտնաբերված են օստրակոզներ. նրանց նկարագրությունը տրված է այլ հոդվածում:

Օստրակոզների հարուստ կոմպլեքս հայտնաբերված է նաև (Արենի, Րինդ, Կադրլու, Թաղա-Գյուղ, Աղալնաձոր) վերին էոցենի նստվածքներում, ներկայացված հետևյալ տեսակներով՝ *Trachyleberis acutiloba* (Marsson), *T. ex gr. pinata* Mandelstam, *T. ex gr. arenosa* (Jones et Sherborn), *T. immemorata* Mandelstam sp. n., *Cytherella aff. scolia* Mandelstam, *T. ex gr. kopetdagensis* Mandelstam.

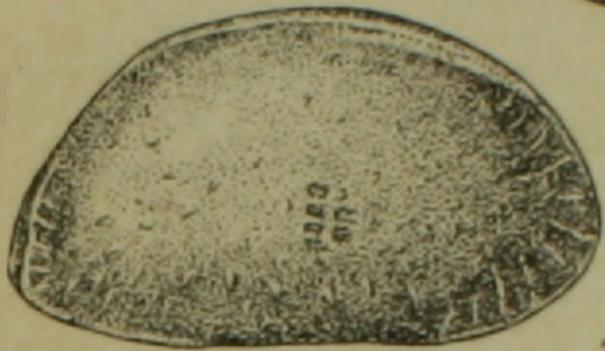
Վերոհիշյալ ձևերը ունենալով նեղ ուղղաձիգ տարածում, բնորոշ են այդ հասակի նստվածքների համար և կարևոր նշանակություն ունեն կտրվածքների համադրման և նստվածքների հասակի որոշման համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.
2. Саакян-Гезалян Н. А. Изв. АН АрмССР, т. VIII, № 6, 1955.
3. Сузин А. В. Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. Гостоптехиздат, 1956.



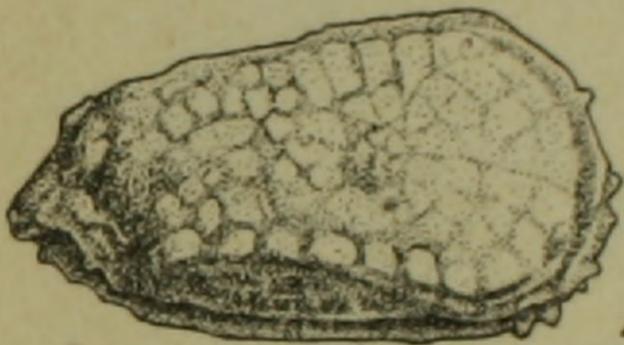
1



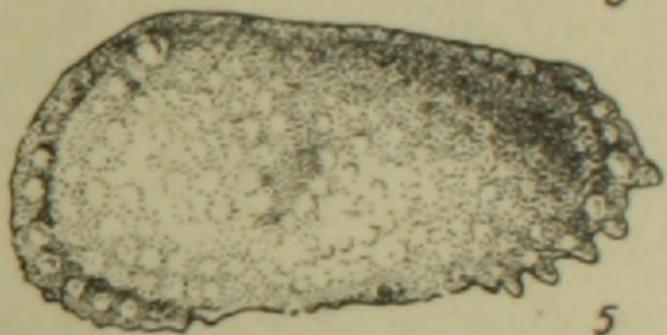
2



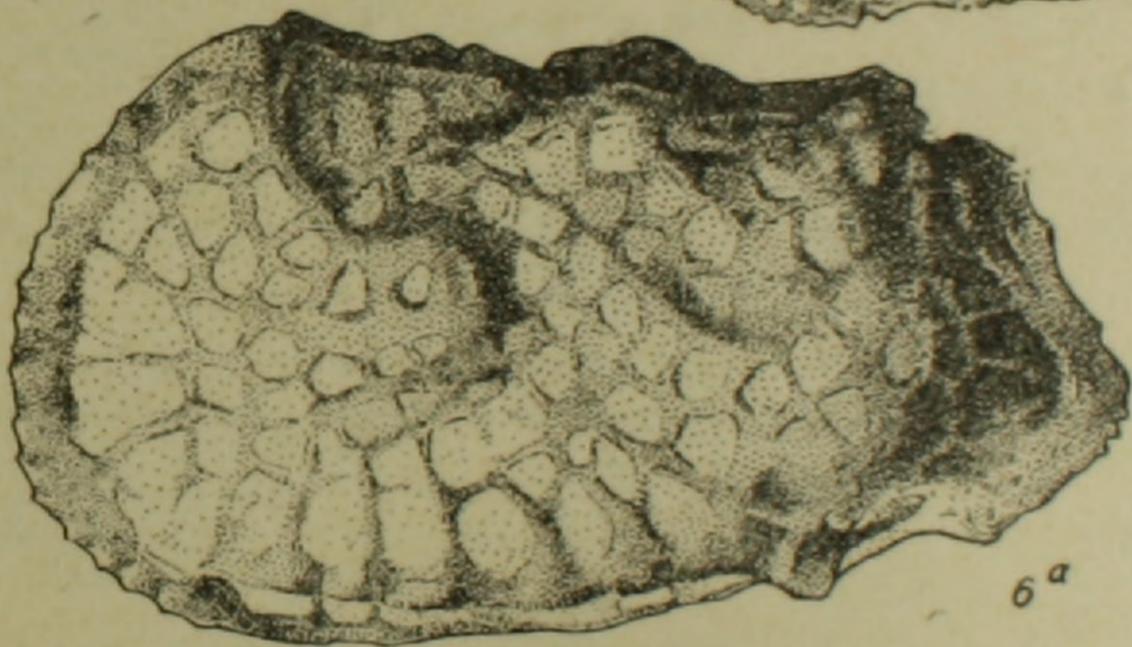
3



4



5



6a



6b

ТАБЛИЦА I

1. *Bairdia praximatis* sp. n.

Голотип № 223, Шаумянский район, с. Шорагбюр, г. Кузей, кан. № 22, обр. № 2217, нижний олигоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

2. *Krithe caucasica* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 219, Котайкский район, с. Вохчаберд, обр. № 2305, средний олигоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

3. *Cytheridea cuzeica* sp. n.

Голотип № 221, Шаумянский район, с. Шорагбюр, кан. № 20, обр. № 2064в, средний олигоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

4. *Trachyleberis acutiloba* (Marsson) var. *daviatis* Mandelstam var. n.

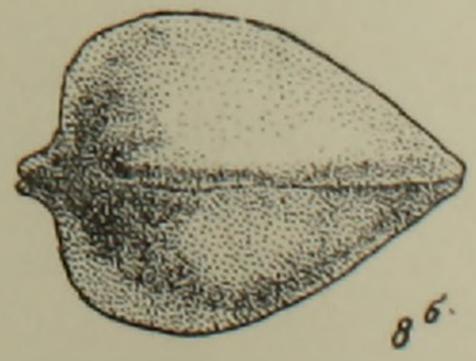
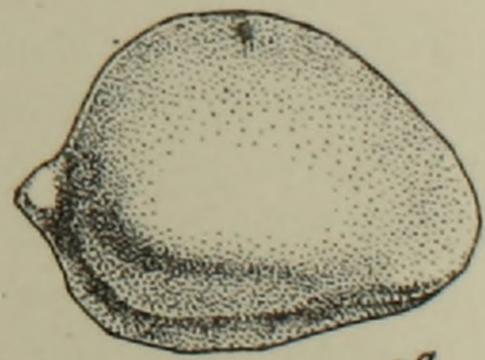
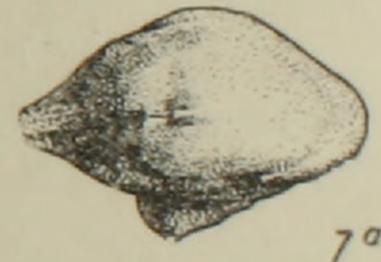
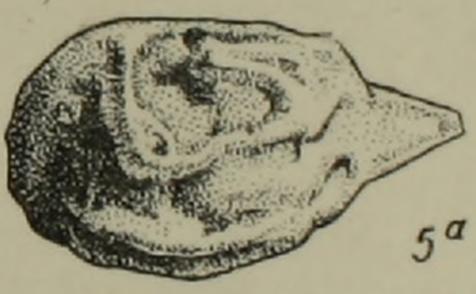
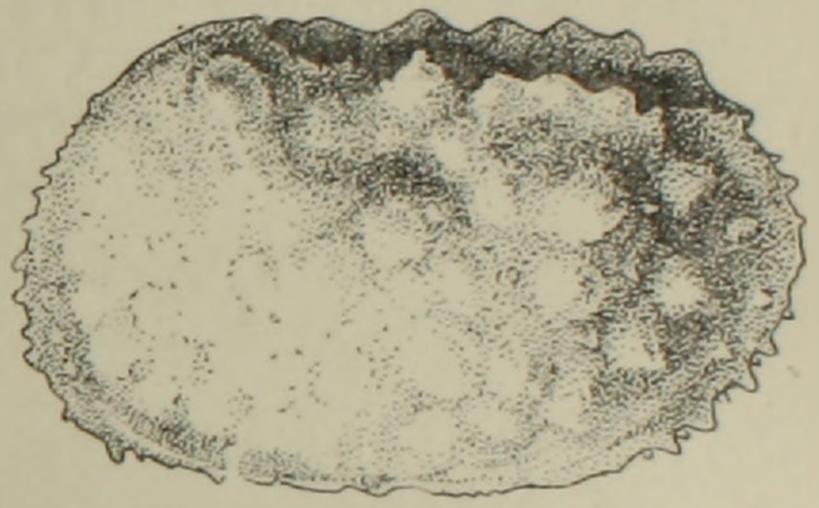
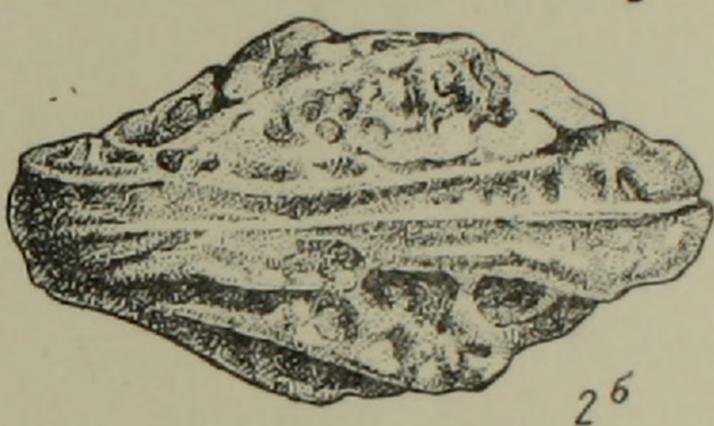
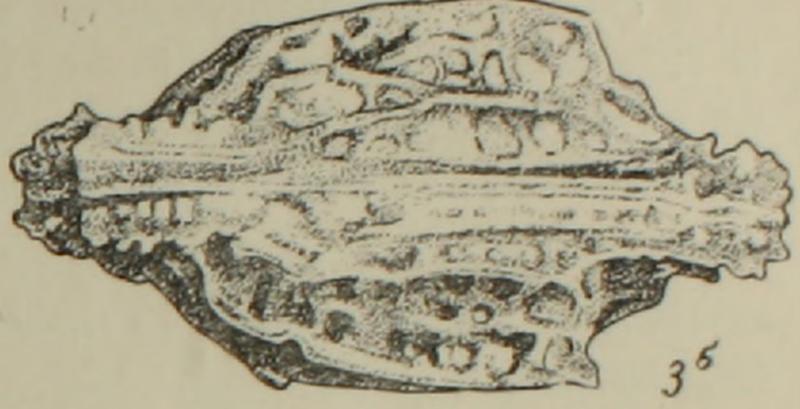
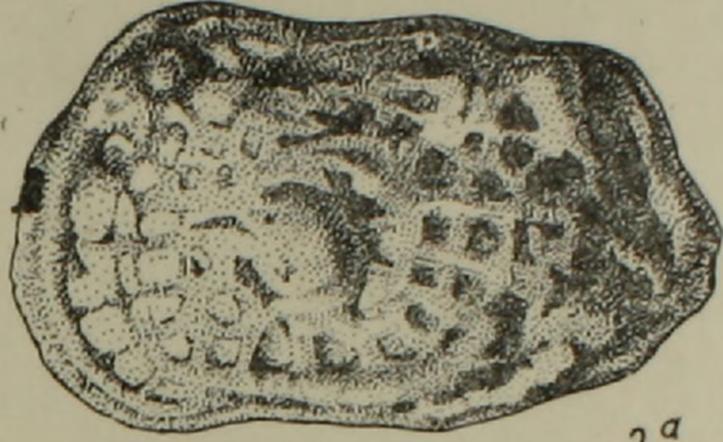
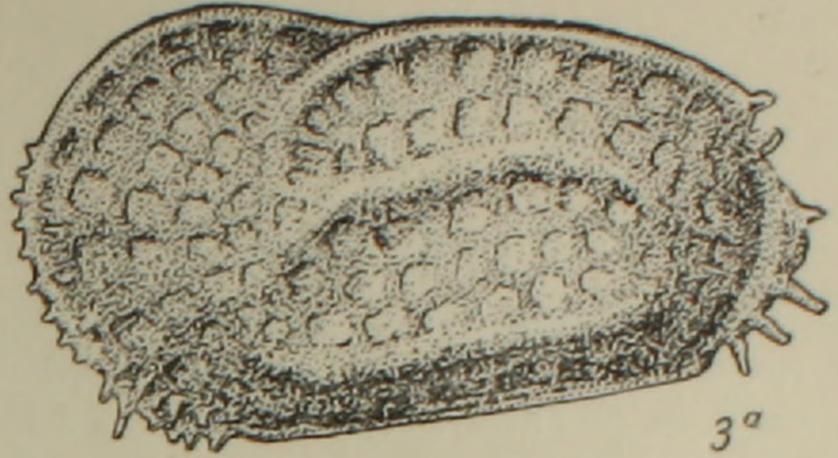
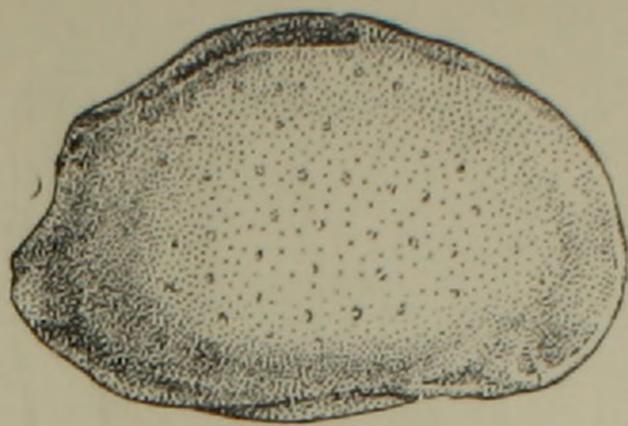
Оригинал № 211, Ведийский район, с. Кадрлу, обн. № 3, обр. № 17, верхний эоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

5. *Trachyleberis mirandis* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 212, Шаумянский район, с. Шорагбюр, обр. № 2238, нижний олигоцен (левая створка с внешней стороны), ×56.

6а. б. *Trachyleberis immemorata* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 210, Ведийский район, с. Кадрлу, обн. № 9, обр. № 3, эоцен (а—левая створка с внешней стороны, б—раковина с брюшной стороны), ×57.



9a

8b

9b

5a

6

7a

5b

8a

7b

2a

2b

3a

3b

4

Т А Б Л И Ц А II

1. *Trachyleberis limbata* (Bosquet)

Оригинал № 215, Вединский район, с. Кадрлу, обн. № 7, обр. № 57, олигоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

2а, б. *Trachyleberis arqutis* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 213, Шаумянский район, с. Шорагбюр, кан. № 34, обр. № 2209, нижний олигоцен (а—раковина с левой стороны, б—та же раковина с брюшной стороны), ×57.

3а, б. *Trachyleberis sigifera* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 29, Шаумянский район, с. Авдалар, обр. № 2214, средний олигоцен (а—раковина с левой стороны, б—та же раковина с брюшной стороны), ×57.

4. *Trachyleberis verrucosa* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 222, Шаумянский район, г. Кузей, обр. № 2219, средний олигоцен (левая створка с внешней стороны), ×57.

5а, б. *Paijenborchella vediensis* sp. n.

Голотип № 220, Вединский район, с. Кадрлу, обн. № 10, обр. № 86, нижний олигоцен (а—левая створка с внешней стороны, б—раковина с брюшной стороны), ×57.

6. *Cytheretta armenica* Suzin sp. n.

Оригинал № 217, Котайкский район, с. Вохчаберд, К—26, обр. № 2211, нижний олигоцен (правая створка с внешней стороны), ×57.

7а, б. *Cytheropteron pictilum* Mandelstam sp. n.

Оригинал № 218, Шаумянский район, с. Шорагбюр, обр. 2311, средний олигоцен (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны), ×57.

8а, б. *Xestoleberis schoragburensis* sp. n.

Голотип № 214, Шаумянский район, с. Шорагбюр, г. Кяра-Молла, обр. № 2243, средний олигоцен (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны), ×57.

9а, б. *Xestoleberis radiosa* sp. n.

Голотип № 216, Шаумянский район, с. Шорагбюр, кан. № 216, Шаумянский район, с. Шорагбюр, кан. № 33, обр. № 2198, нижний олигоцен (а—правая створка с внешней стороны, б—раковина со спинной стороны), ×57.

СТРАТИГРАФИЯ

В. Т. АКОПЯН

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЙОНА
сс. СВАРАНЦ И ТАТЕВ

В юго-восточной Армении, в пределах Кафанского и Горисского районов верхнемеловые отложения имеют весьма ограниченное распространение. Они, налегая на нижнемеловые осадки, широко развиты восточнее, в пределах Азербайджанской ССР (Кубатлинский и Зангеланский районы), где слагают северо-восточное крыло Кафанского антиклинория, ядро которого сложено вулканогенными образованиями средней и верхней юры (район Кафанского месторождения) или верхней юры (между сс. Татев и Эйвазлы, в ущелье р. Воротан). На противоположном крыле этого антиклинория отложения верхнего мела развиты в бассейне правых притоков р. Воротан в районе сс. Татев и Сваранц, где на основании литологических особенностей можно выделить три свиты (снизу вверх): 1) Татевская свита карбонатных и туфогенных пород; 2) Сваранцская туфоосадочная свита и 3) Сраберд-такцарская вулканогенная свита (фиг. 1).

Указанные свиты связаны между собой постепенными переходами. Суммарная мощность их составляет около 1 км. Татевская свита представлена, в основном, карбонатными породами и песчаниками, содержащими на разных горизонтах прослойки туфогенных пород. Осадки этой свиты образуют довольно широкую полосу близмеридионального направления, прослеживаемую между сс. Татев и Сваранц, от вершины г. Чурчур к вершине г. Петрос-хач. Татевская свита трансгрессивно налегает на размытую поверхность Окузаратской вулканогенной свиты, возраст которой определяется как верхний апт на основании найденной в ней на г. Навчалу (1943.0) *Salfeldiella guettardi* R a sp. и др.

Восточнее с. Сваранц наблюдается следующий восходящий разрез Татевской свиты:

1. Туфоконгломераты с крупными гальками темносерых плотных известняков, песчаников и различных порфиритов. Мощность 11 м.
2. Мергелистые песчаники серо-зеленоватого цвета. 9 м.
3. Туфобрекчии с обломками темносерых известняков, песчаников, туффитов. 5 м.
4. Пачка мергелистых песчаников, песчаных и мергелистых известняков. 7 м.
5. Туфоконгломераты с обломками порфиритов и известняков. 4 м.

- | | |
|---|--------|
| 6. Среднезернистый желтовато-серый песчаник. | 2 м. |
| 7. Рассланцованные песчаники и мергеля. | 9 м. |
| 8. Зеленоватые туфоконгломераты с гальками известняков. | 2 м. |
| 9. Пачка средне- и мелкозернистых зеленоватых песчаников. | 20 м. |
| 10. Мелкозернистые известковистые песчаники темносерого цвета. | 2,5 м. |
| 11. Туфоконгломераты с обломками порфиритов, песчаников и известняков. | 30 м. |
| 12. Пачка зеленоватых рассланцованных известковистых мелкозернистых песчаников. | 12 м. |
| 13. Серые светлосерые плотные мергелистые известняки. | 8 м. |
| 14. Зеленые толстослоистые крупнозернистые песчаники. | 65 м. |
| 15. Тонкослоистые темносерые известковистые песчаники. | 7 м. |
| 16. Серые плотные мелкозернистые известняки. Мощность— | 110 м. |

Выше залегают туфоосадочные породы верхнего коньяка (Сваранцская свита).

Общая мощность Татевской свиты 303 м.

В песчаниках верхней части Татевской свиты на г. Чурчур П. Л. Епремяном была собрана фауна, среди которой оказались: *Pectunculus subpulvinatus* d'Arch., *P. cf. subconcentricus* Lam., *Protocardia hillana* Sow., *Trigonia scabra* Lam., *T. cf. buchi* Gem. (определения Т. А. Мордвилко и В. П. Ренгартена). Упомянутая фауна по мнению В. П. Ренгартена указывает на верхнетуронский-нижнесенонский возраст включающих их пород. Учитывая, что Татевская свита перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего коньяка, верхний предел возраста ее следует считать нижним коньяком. В низах этой свиты нижний турон и более глубокие горизонты верхнего мела, по-видимому, отсутствуют, на что указывают и региональные данные, согласно которым в соседних районах (восточнее сс. Агарак, Давид-бек, в Кубатлинском районе и др.) разрез верхнего мела начинается верхним туроном.

Таким образом, Татевскую свиту нужно относить к верхнему турону—нижнему коньяку.

Вышележащая Сваранцская туфоосадочная свита, на которой расположено селение Сваранц, согласно налегает на Татевскую свиту, окаймляя ее с запада. Представлена она перемежающимися туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями с прослоями песчаников. Разрез свиты, составленный на правом берегу р. Агандзугет юго-восточнее указанного селения, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. На известняках верхов Татевской свиты (горизонт 16 выше-приведенного разреза) залегают туфоконгломераты с крупными и мелкими обломками темносерых плагиоклазовых порфиритов, туффитов, известняков. Мощность—80 м.

2. Желтоватые среднезернистые туфопесчаники, рассланцованные вдоль пересекающего их нарушения. 1 м.

3. Брекчии с желтовато-серым песчанистым цементом. Обломки представлены темносерыми известняками. 2 м.
4. Маломощная пачка мелкозернистых тонкослоистых зеленовато-серых мергелистых песчаников и серых известняков. 2 м.
5. Зеленоватые мелкозернистые туфопесчаники. 3 м.
6. Глинистый сланец черного цвета. 2 м.
7. Пачка зеленовато-желтоватых грубо- и мелкозернистых туфопесчаников. 16 м.
8. Чередующаяся пачка грубозернистых грязнозеленоватых туфопесчаников, брекчий и конгломератов. 21 м.
9. Пачка желтоватых мелкозернистых песчаников с прослоями черных мергелистых песчаников. В желтоватых песчаниках средней части пачки оказалась следующая фауна: *Callistoceras glatziae* (Flag.) A n d e r t., *Inoceramus sturmi* A n d e r t., (определения В. П. Ренгартена), *Pectunculus* sp., мелкие неопределимые гастроподы. 22 м.
10. Грубозернистые туфопесчаники желтовато-зеленоватого цвета. 18 м.
11. Породы пачки 10 постепенно кверху переходят в конгломераты и брекчии с обломками фиолетово-серых плагиоклазовых порфиритов. Цемент желтоватый, туфопесчанистый. 41 м.
12. Пачка зеленовато-желтых песчаников. 9 м.
13. Туфоконгломератобрекчии с гальками и обломками плагиоклазовых порфиритов и песчаников. 36 м.
14. Зеленые средне- и крупнозернистые туфопесчаники с желтоватым оттенком. 15 м.
15. Сильно рассланцованные мелкообломочные брекчии с туфопесчанистым цементом. 38 м.
16. Мелкообломочные зеленоватые брекчии. Цемент песчанистый с примесью туфогенного материала. Часто они переходят в крупно- и среднезернистые туфогенные песчаники. 70 м.

Породы горизонта 16 выше постепенно переходят в образования Сраберд-такцарской свиты.

Общая мощность Сваранцской свиты составляет 376 м.

Встреченные в пачке 9 иноцерамы распространены в Германии, где *Callistoceras glatziae* (Flag.) A n d e r t. описан из коньяка, а *Inoceramus sturmi* A n d e r t. — из эмшера (верхнего коньяка — низов нижнего сантона). Оба указанных вида, согласно данным В. П. Ренгартена, встречаются в отложениях верхнего коньяка юго-западной Армении. Следовательно, породы с указанной фауной нужно относить к верхнему коньяку. Учитывая непрерывность разреза и согласное налегание этих пород на Татевскую свиту, верхнеконьякский возраст следует приписать Сваранцской свите в целом (пачки 1—16). Возможно также, что низы ее принадлежат еще к нижнему коньяку, а верхи — к нижнему сантону, так как переход между ними постепенный и границы установлены не фаунистически, а условно.

Сраберд-такцарская свита согласно налегает на Сваранцскую сви-

ту и развита западнее и южнее с. Сваранц. Слагает она вершины гг. Сраберд (2078,6), Такцар (2077,0) и др., и представлена плагиоклазовыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами темносерого цвета, туфобрекчиями, туфоконгломератами с редкими и маломощными прослоями туфопесчаников. Юго-западнее г. Квасар (2171,3) в этой свите встречается несколько маломощных (15—25 м) линз серых плотных известняков. Мощность описываемой вулканогенной свиты доходит до 350—400 м.

Верхняя часть Сраберд-такцарской свиты и перекрывающие ее более высокие горизонты не сохранились. К западу, вдоль всего протяжения эта вулканогенная свита прорвана крупным интрузивным массивом, сложенным диоритами, гранодиоритами, габбро и др.

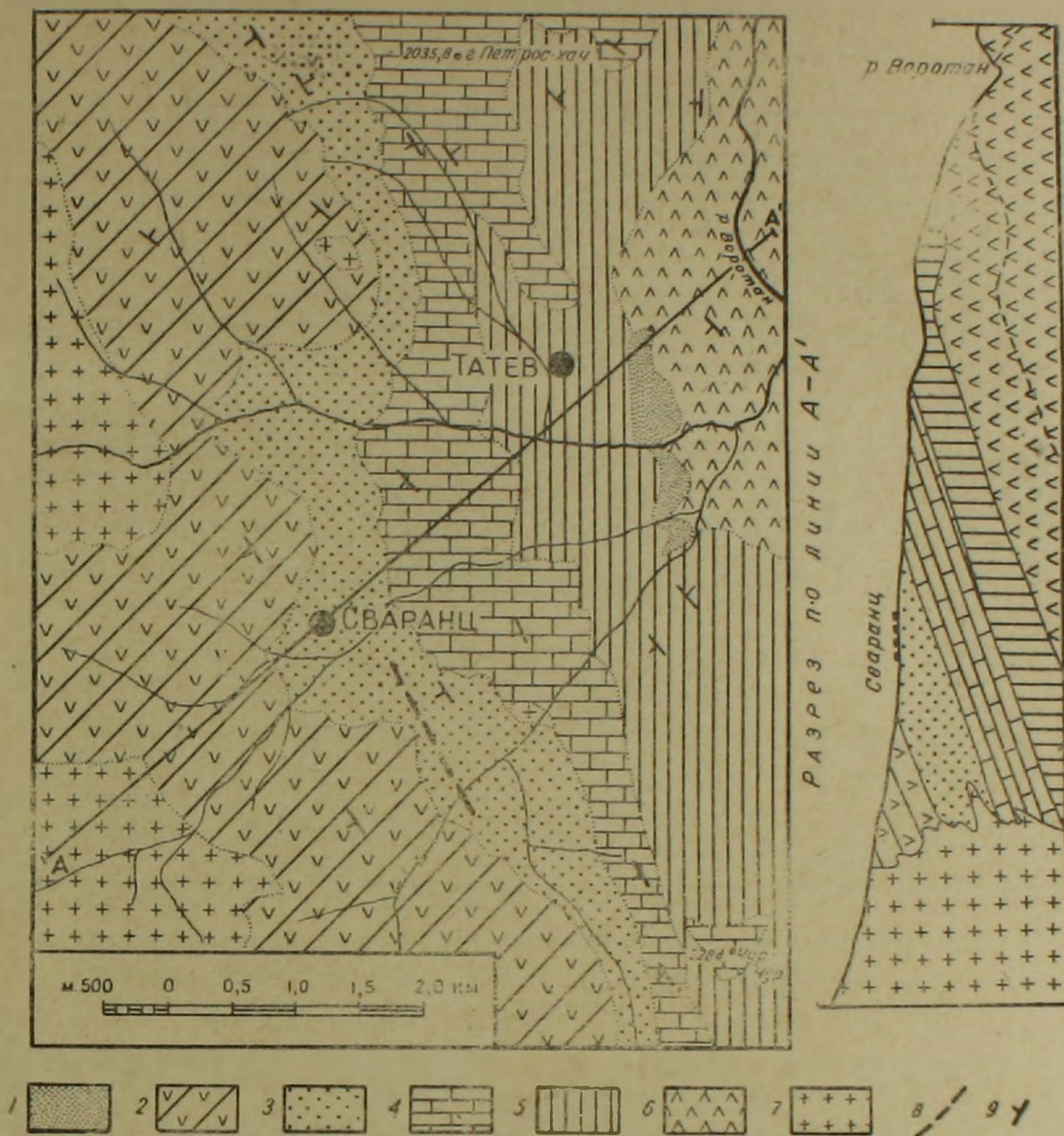
Исходя из стратиграфического положения Сраберд-такцарской свиты (согласное налегание на породы верхнего коньяка) и региональных данных, согласно которым на Малом Кавказе (Северная Армения, северо-восточные склоны Малого Кавказа, Нагорный Карабах и др.) широко распространены мощные вулканогенные образования сантона (особенно нижнего его подъяруса), этой свите можно приписать сантонский возраст.

Следует отметить, что большинством предыдущих исследователей вышеописанные три свиты, слагающие западное крыло татевской антиклинальной складки, были отнесены к юре. Позднее, Татевская свита П. Л. Епремяном относилась к турону, а В. П. Ренгартеном [2] к верхнему турону (нижняя часть свиты), нижнему сенону (средняя часть свиты со значительным развитием туфогенного материала) и предположительно к кампану (верхняя часть разреза, выраженная известняками). Однако, перекрывание Татевской свиты фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего коньяка (Сваранцская свита) исключает возможность присутствия в ней как верхнего коньяка, так и сантона и кампана.

В последнее время в литературе появилось мнение (П. Л. Епремян и др.) о наличии в рассматриваемом районе допалеозойских—палеозойских отложений. К этому возрасту были отнесены образования, соответствующие Сваранцской и Сраберд-такцарской свитам. Основанием служило то обстоятельство, что рассланцованные породы района с. Сваранц считались аналогами докембрийских-нижнепалеозойских сланцев других районов Армении.

При детальном картировании района выяснилось, что сланцы подчинены отдельным участкам пород Сваранцской свиты и не образуют самостоятельной толщи. Нами были встречены три таких участка: на водоразделе рек Караунцгет и Агандзугет и на левом склоне ущелья последней, юго-восточнее с. Сваранц, у восточной окраины указанного селения и на северном склоне г. Такцар. На этих участках зоны развития сланцев имеют общее северо-западное направление. Ширина зон колеблется от нескольких метров до 40—50 и редко до 70 м. Внутри зон сланцы не имеют сплошного развития, а залегают в

Схематическая геологическая карта района сс. Сваранц и Татев



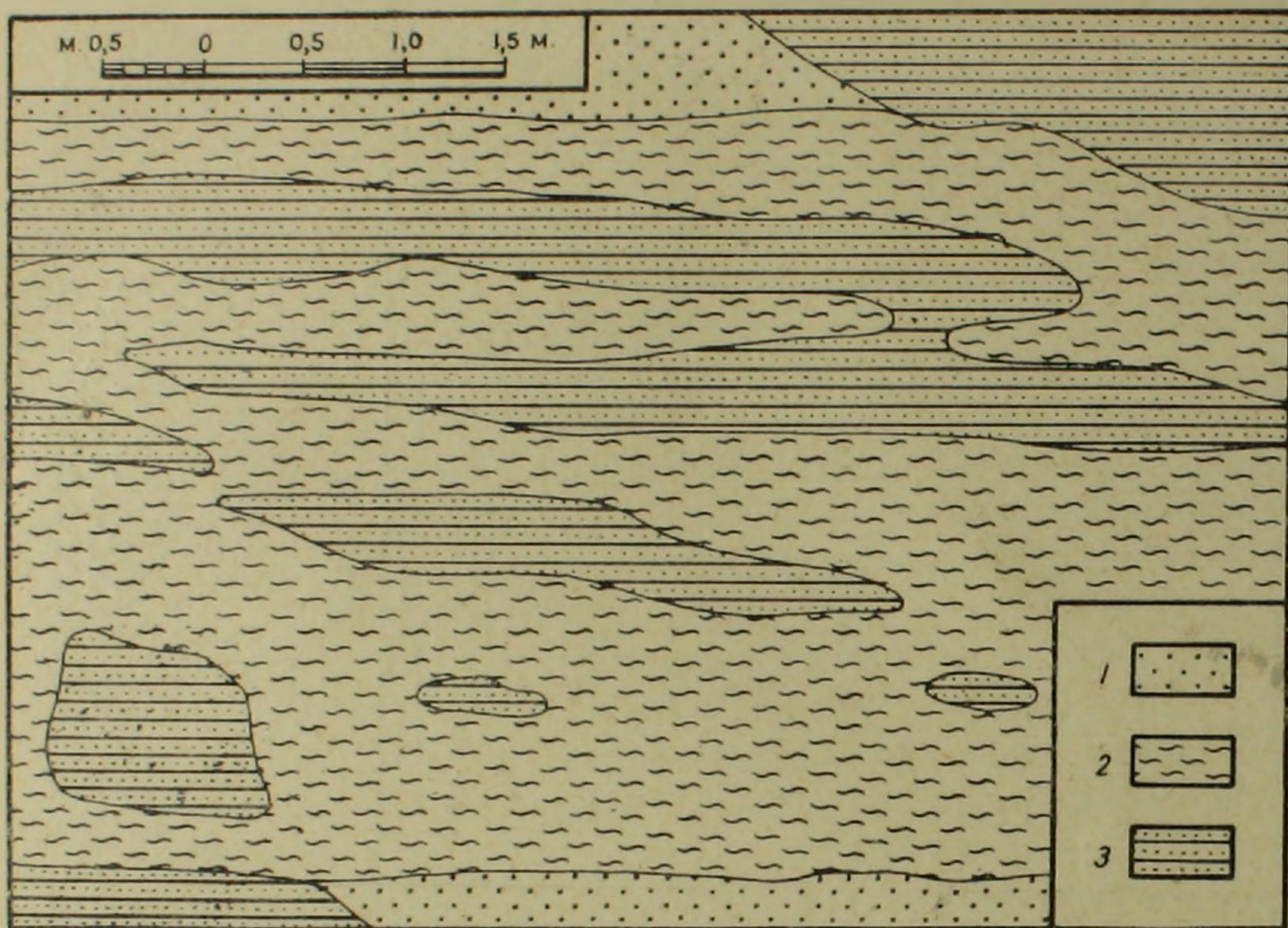
Фиг. 1. 1—четвертичные андезито-базальтовые лавы; 2—Сраберд-такцарская свита (сантон); 3—Сваранцкая свита (верхний коньяк); 4—Татевская свита (верхний турон—нижний коньяк); 5—Окузаратская вулканогенная свита (верхний апт); 6—вулканогенная свита кимериджа-титона; 7—основные и кислые интрузии; 8—линии нарушений; 9—падение и простирание пород.

туфоосадочных породах в виде линз и неправильных, в основном, жилообразных тел (см. фиг. 2), простирание которых совпадает с направлением простирания зон. Имеются жилы и прожилки сланца, секущие вмещающие туфопесчаники. Часто внутри зоны наблюдается чередование туфоосадочных пород и сланцев, причем, переход между ними постепенный. Мощность отдельных прожилков и жилообразных тел сланца изменчива (от нескольких миллиметров до нескольких метров).

В сланцах встречаются остатки вмещающих их туфопесчаников

различных размеров (см. фиг. 2), диаметром от незначительной величины до 0,2—0,3 м и редко до 1 м.

Часто сланцы сопровождаются прожилками, жилами и линзами кварца мощностью 0,10 см.



Фиг. 2. Взаимоотношение туфопесчаников и сланцев у восточной окраины с. Сваранц (план). 1—наносы; 2—сланцы; 3—туфопесчаники верхнего коньяка.

Вмещающие сланцы породы представлены туфопесчаниками, брекчиями и конгломератами с таким же туфопесчанистым цементом. Они принадлежат различным горизонтам Сваранцской свиты. Песчаники состоят, в основном, из зерен кварца, биотита и небольшого количества полевых шпатов. Биотит, количество которого в породе составляет 40—45%, цементирует кварц и местами хлоритизирован.

Сланцы имеют темносерый, серый и стально-серый цвет. Структура их лепидогранобластовая*. Они имеют следующий минералогический состав: кварц, серицит, хлорит, карбонат и рудный минерал. Кварц составляет значительную часть породы (около 60%) и образует зерна неправильной формы с зазубренными контурами, ориентированные в определенном направлении. Размеры зерен колеблются от 0,05 до 1 мм. Серицит находится в тесном срастании с хлоритом и представлен небольшими выделениями в кварцевой массе. Серицит заполняет промежутки между кварцевыми зернами, а местами явно пересекает и проникает в кварц. Общее направление серицитовых чешуек

* Шлифы этих пород были изучены А. Г. Казаряном.

совпадает с ориентировкой кварцевых зерен. В отдельных шлифах присутствуют остатки биотита, по которым развиваются серицит и хлорит. Карбонат присутствует не повсеместно.

При сравнении минералогического состава свежих вмещающих туфогенных песчаников и кварц-серицит-хлоритовых сланцев можно заметить, что содержание кварца в последнем значительно повышается.

В настоящее время установлено [1], что совершенно одинаковые серицито-хлоритовые, серицито-кварцевые и другие сланцы могут образоваться за счет изменения совершенно разнообразных (нормально осадочных, эффузивных и др.) пород. Процессы хлоритизации часто приурочены к зонам дробления и вызываются термальными растворами.

Известно, что при хлоритизации, связанной с рудоотложением, состав вмещающих пород играет подчиненную роль, так как рудоотлагающие растворы нередко насыщены магнием и железом-элементами, необходимыми для образования хлорита. Если же явления хлоритизации не связаны с оруденением, то состав вмещающих пород является преобладающим фактором и хлорит будет образован только в породах, содержащих достаточное количество магнезиально-железистых минералов [1]. Следует отметить, что в этом отношении туфоосадочные породы Сваранцской свиты являлись благоприятным материалом для хлоритизации, так как они весьма богаты темноцветным минералом-биотитом.

Вышеизложенные факты: 1) форма залегания кварц-серицит-хлоритовых пород в туфоосадочной свите; 2) приуроченность их к призальбандовым частям кварцевых жил и к отдельным тектоническим структурам; 3) наличие гнездообразных линзовидных образований кварца в сланцах; 4) постепенный переход кварц-серицит-хлоритовых сланцев в туфоосадочные породы через промежуточные разновидности; 5) наличие в сланцах реликтов вмещающих пород дают возможность полагать, что указанные сланцы образовались в результате процессов гидротермального метасоматоза и динамометаморфизма за счет вмещающих туфоосадочных пород, верхнеконьякский возраст которых был доказан выше.

Относительно возраста Сраберд-такцарской вулканогенной свиты следует отметить, что согласное налегание ее на отложения верхнего коньяка, как было указано выше, исключает ее палеозойский возраст. На это указывает также свежесть порфиритов этой свиты.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы: 1. В районе сс. Сваранц и Татев развиты отложения верхнего турона, коньяка и сантона, которые слагают юго-западное крыло татевской антиклинальной складки и образуют нормальный геологический разрез.

2. Отложения допалеозоя-палеозоя в этом районе отсутствуют, так как отнесенные к указанному возрасту образования, в самом деле, оказались верхнеконьякскими и сантонскими.

3. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы получились за счет пород верхнеконьякской свиты в различных частях ее в результате процессов гидротермального метасоматоза и динамометаморфизма.

Институт геологических наук
АН Армянский ССР -

Поступила 10 XII 1957

Վ. Թ. ՀԱԿՈՅԱՆ

ՍՎԱՐԱՆՑ ԵՎ ՏԱԹԵՎ ԳՅՈՒՂԵՐԻ ՇՐՋԱՆԻ ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ԱՊԱՐՆԵՐԻ
ՀԱՍԱԿԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

ՀՍՍՌ Գորիսի և Ղափանի շրջաններում վերին կավճի նստվածքները ունեն սահմանափակ տարածում: Նրանք համեմատաբար լայն դարգացում ունեն Սվարանց և Տաթև գյուղերի շրջանում, որտեղ կարելի է առանձնացնել երեք շերտախմբեր (ներքևից վերև). ա) Տաթևի շերտախումբ (հաստությունը 300 մ), բ) Սվարանցի տուֆոնստվածքային շերտախումբ (հաստությունը 350—370 մ) և զ) Սրաբերդի-Թաքձառի հրաբխածին շերտախումբ (350—400 մ հաստությամբ): Նշված երեք շերտախմբերը տեղադրված են Տաթևի անտիկլինալի հարավ-արևմտյան թևում և միմյանց հետ կապված են աստիճանական անցումներով:

Տաթևի շերտախումբը տրանսգրեսիվ կերպով տեղադրված է վերին ապտի հրաբխածին նստվածքների վրա (Օքլուզարատի շերտախումբ) և ներկայացված է կրաքարային, ավազաքարային և տուֆոզին ապարների հերթափոխությամբ, որտեղ գերակշռում են առաջինները: Այդ շերտախմբի վերին մասի ավազաքարերից հավաքված է Փաունա (*Pectunculus subpulvinatus* d'Arch., *Protocardia hillana* Sow., *Trigonia scabra* Lam. և ուր.), որի հիման վրա Վ. Պ. Ռենդարտենը հիշյալ շերտախումբը վերագրում է վերին տուրոնին—ստորին սենոնին: Հաշվի առնելով, որ Տաթևի շերտախումբը ծածկվում է Փաունայով բնութագրվող վերին կոնյակի նստվածքներով (տես ստորև), պետք է նշված շերտախմբին վերագրել վերին տուրոնի—ստորին կոնյակի հասակ:

Սվարանցի շերտախումբը ներդաշնակ տեղադրված է նախորդ շերտախմբի վրա և ունի տուֆոնստվածքային բնույթ: Այն, ներկայացված է տուֆոզեն ավազաքարերով, տուֆոկոնգլոմերատներով, տուֆոբրեկչիաներով, որոնց հետ հանդիպում են նաև ավազաքարերի ենթաշերտեր: Վերջիններիս մեջ Սվարանց գյուղից 1,5 կմ դեպի հարավ-արևելք հայտնաբերվեց վերին կոնյակի Փաունա (*Callistoceramus glatziae* (Flag.) Andert., *Inoceramus sturmi* Andert., որի հիման վրա նկարագրվող շերտախումբը պետք է վերագրել վերին կոնյակին:

Սրաբերդ-Թաքձառի հրաբխածին շերտախումբը, որը նախորդի հետ կապված է աստիճանական անցումներով, կազմված է պլագիոկլազային և պլագիոկլազ-պիրոքսենային պորֆիրիտներից, տուֆոբրեկչիաներից և տուֆոկոնգլոմերատներից: Ստրատիգրաֆիական գիրքի հիման վրա այս շերտախումբը պետք է վերագրել սանտոնին, որին չեն հակասում նաև սեդիմենտալ տվյալ-

ները, որոնց համաձայն Փոքր Կովկասի հյուսիսային և արևելյան մասերում լայն զարգացում ունեն սանտոնի հզոր հրաբխածին նստվածքները:

Վերջին ժամանակներս որոշ երկրաբանների կողմից Սվարանցի և Սրաբերդ Թաքժառի շերտախմբերի մեջ մանոզ ապարները վերագրվում են մինչքեմբրիին և պալեոզոյին: Այդպիսի ենթադրությունն հիմք է ծառայել այն, որ Սվարանց գյուղի շրջանի թերթաքարային ապարները դիտվել են որպես Հայաստանի մյուս շրջանների մինչքեմբրի—ստորին-պալեոզոյի թերթաքարերի անալոգներ:

Սակայն պետք է նշել, որ նկարագրվող շրջանի թերթաքարերը ինքնուրույն շերտախումբ չեն կազմում, այլ հանդիպում են Սվարանցի շերտախմբի տարբեր մասերում առանձին ոսպնյաձևերի և երականման մարմինների ձևով (տես դժ. 2): Հաճախ նրանց ուղեկցում են կվարցային երակները: Այդ թերթաքարերը կազմված են կվարցից, սերիցիտից, քլորիտից և քիչ քանակի կարբոնատից ու հանքային միներալից:

Տուֆոնստվածքային ապարներում թերթաքարերի տեղադրման ձևերը, նրանց կապված լինելը կվարցային երակների մերձալրանդային մասերի և առանձին տեկտոնական ստրուկտուրաների հետ, թերթաքարերում կվարցի բնսնման և ոսպնյակաձև առաջացումների առկայությունը, կվարց-սերիցիտ-քլորիտային ապարների աստիճանական անցումը տուֆոնստվածքային ապարների, մասամբ քլորիտացված բիտլիտ պարունակող միջանկյալ տարբերակների միջոցով, պարփակող ապարների մնացորդների առկայությունը թերթաքարերի մեջ հիմք են ծառայում հաշվելու, որ հիշյալ թերթաքարերը առաջացել են իրենց պարփակող վերին կոնյակի տուֆոնստվածքային ապարների հաշվին հիդրոթերմալ մետասոմատոզի և դինամոմետաֆորիզմի պրոցեսների հետևանքով: Պարզ է, որ սխալ է այդ ապարներին մինչքեմբրյան-ստորին-պալեոզոյան հասակ վերագրելը: Նմանապես անհիմն է նաև Սվարանցի շերտախմբի (վերին կոնյակ) վրա տեղադրված Սրաբերդի-Թաքժառի հրաբխածին շերտախմբին միջին պալեոզոյան հասակ վերագրելը: Ինչպես նշվեց վերևում, այդ շերտախումբը պետք է վերագրել սանտոնին:

Այսպիսով, Սվարանց և Տաթև գյուղերի շրջանում վերին կավիճը ներկայացված է վերին տուրոնի, կոնյակի և սանտոնի նստվածքներով: Պալեոզոյան-մինչպալեոզոյան հասակի ապարներն այստեղ բացակայում են, քանի որ այդ հասակին վերագրվող ապարներն իրականում պատկանում են վերին կոնյակին և սանտոնին:

ЛИТЕРАТУРА

1. Измененные околорудные породы и их поисковые значения. Сборник статей под редакцией Н. Н. Курека. Госгеолтехиздат, Москва, 1954.
2. В. П. Ренгартен. Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку, 1956.

К. А. КАРАМЯН

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение находится в районе развития альпийской складчатости и генетически связано с третичной гранодиоритовой интрузией. Гранодиориты здесь прорывают нижнеэоценовые порфириды и образуют два купола с зажатым между ними провесом кровли с общей вытянутостью их в северо-западном близмеридиональном направлении. В контактовой полосе и в провесе кровли порфириды подвергались интенсивному ороговикованию. В зависимости от расстояния от интрузии отмечается последовательное изменение минералогического состава роговиков. Вдали от интрузии развиты плагиоклаз-роговообманковые роговики, которые через промежуточные биотит-плагиоклаз-роговообманковые переходят в чистые разности кварц-биотит-полевошпатовых роговиков, непосредственно контактирующих с интрузией. Такое зональное развитие роговиков представляется как результат последовательного воздействия более поздних порций контактово-метасоматических флюидов на породы более раннего контактово-метаморфического преобразования. Последнее подтверждается весьма широким развитием метасоматических явлений—замещением ранних минералогических ассоциаций более поздними. Наиболее поздние порции контактово-метасоматических флюидов локализируются уже в виде сети роговообманковых прожилков. секущих роговики. Образование роговообманковых прожилков происходит вследствие значительного понижения температуры вмещающих пород, сопровождавшимся растрескиванием их и значительного понижения температуры растворов, которые становятся более вязкими и в связи с этим неспособными к равномерному просачиванию во вмещающие породы.

В раннюю контактово-метасоматическую стадию происходит также и интенсивная пиритизация вмещающих пород. Такая пиритизация имеет площадное развитие и приурочена главным образом к кварц-биотит-полевошпатовым роговикам. Обычно хорошо ограниченные и дисморфные кристаллы пирита развиваются по гломеробластическим скоплениям биотита. По И. Г. Магакьяну при образовании пирита железо заимствуется из вмещающих пород, в частности из биотита.

В геологическом строении месторождения большая роль принадлежит дайкам, которые по времени образования подразделяются на раннюю аплит-пегматитовую стадию и более позднюю, среди которых выделяются четыре этапа внедрения: 1) диорит-порфириды; 2) диаба-

зовые порфириты; 3) роговообманковые диорит-порфириты; 4) керсантиты. Ранние пегматоидные прожилки и жилки обычно имеют локальное развитие и приурочены к купольной части интрузии, образуя небольшую зону прожилков и трубообразных тел, которые не прослеживаются на глубину. В пегматитах довольно широко представлен халькопирит, который заполняет промежутки между крупными кристаллами калиевого полевого шпата и кварца, частично, метасоматически развиваясь вдоль спайности кристаллов полевых шпатов. Следует отметить, что устанавливается более раннее образование поздних роговообманковых контактово-метасоматических прожилков по отношению к секущим их пегматитам.

Возрастные взаимоотношения гидротермального оруденения с наиболее поздними дайками устанавливаются довольно отчетливо. Повсеместно оруденение моложе дайкового комплекса.

В структурном отношении месторождение приурочено к зоне дробления северо-западного направления, которое простирается вдоль провеса кровли. Зона дробления представляет собой серию разносистемных и разновременных небольших нарушений, кулисообразно сменяющих друг друга с общим северо-западным простиранием.

Зона дробления характеризуется подвижками в течение всего гидротермального процесса; в результате отдельные стадии минерализации локализуются в различной структурной обстановке, подчас территориально обособляясь в пространстве.

Изучение возрастных взаимоотношений между различными рудоносными структурами позволяет выделить ряд последовательных стадий рудообразования, отличающихся друг от друга характером тектонических подвижек, минеральной ассоциацией руд и околорудных измененных пород.

Нами выделяются стадии минерализации:

- | | |
|-----------------------------|-----------------------------|
| 1. Медно-полевошпатовая | 6. Кварц-халькопиритовая |
| 2. Медная | 7. Кварц-пирит-сфалеритовая |
| 3. Медно-молибденовая I-ая | 8. Полиметаллическая |
| 4. Медно-молибденовая II-ая | 9. Алабандиновая |
| 5. Медно-карбонатная | 10. Карбонатная |

1. Медно-полевошпатовая стадия имеет весьма слабое распространение, образует прожилковую зону северо-восточного простирания. Оруденение приурочено к мелким разрывным прожилкам. Характерно тесной ассоциацией полевошпата с рудными минералами. Рудные минералы представлены главным образом халькопиритом, второстепенное значение имеет молибденит и в очень незначительном количестве присутствует гематит. Полевой шпат представлен здесь калиевым полевым шпатов, который образует щетки, нарастающие на стенки трещин, между тем как халькопиритовая масса заполняет среднюю часть прожилка, цементируя

отдельные идиоморфные кристаллы полевого шпата, разъедавая грани и частично в виде апофиз проникая в последний (фиг. 1). Молибденит здесь образует отдельные пластинки и чешуйки, приуроченные к периферийной части прожилки, срастаясь с полевым шпатом. По времени образования оба эти минерала, повидимому, близки так как отмечаются захваты молибденитовых чешуек кристаллами полевых шпатов.

2. Медная стадия оруденения проявляется весьма широко. Она чаще всего образует прожилково-гнездово-брекчиеобразное оруденение, местами небольшие жилоподобные тела, имеющие значительное площадное распространение. В структурном отношении оруденение приурочено к системе разрывных прожилков северо-западного простирания.

Возрастные взаимоотношения между медно-полевошпатовой и медной стадиями устанавливается на основе пересечений. В карьере шт. № 14 северо-восточная система медно-полевошпатовых прожилков пересекается северо-западной системой медных прожилков.

В отличие от предыдущей стадии медная стадия характеризуется значительным минералогическим разнообразием. Основными промышленными минералами этой стадии являются халькопирит и молибденит. Содержание молибдена здесь небольшое. В медной стадии выделяются три парагенетические ассоциации, связанные друг с другом постепенными переходами и являющиеся, повидимому, результатом последовательного изменения состава гидротермального раствора.

1. Молибденит-халькопиритовая 2. Пирит-борнит-халькопиритовая, 3. Теннантит-энаргитовая.

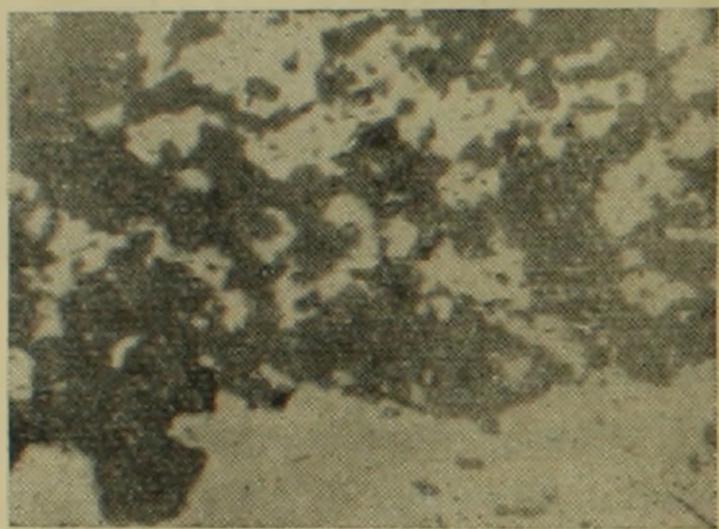
Молибденит-халькопиритовая ассоциация является преобладающей в этой стадии минерализации и имеет наибольшее практическое значение. Рудные минералы представлены следующим рядом в порядке их убывания: халькопирит, молибденит, борнит, висмутин, медно-висмутовые минералы, магнетит, пирит, гематит. Жильные минералы представлены кварцем, хлоритом, эпидотом, серицитом, актинолитовой роговой обманкой, апатитом. Халькопирит слагает в основном всю массу рудных прожилков, характеризующихся извилистым очертаниями. Края рудных прожилков обычно неровные, извилистые и изрезанные; отмечается разъедание вмещающих пород. Вблизи прожилков имеет место густая вкрапленность халькопирита, которая с удалением от прожилков исчезает. Повидимому, нарастание мощности



Фиг. 1. Взаимоотношение между калиевым полевым шпатом (темное) и халькопиритом (светлое). Халькопирит цементирует и разъедает грани полевого шпата. Полиров. шлиф. ув. 27X.

прожилков происходило в значительной степени за счет метасоматического замещения вмещающей породы рудой (фиг. 2).

Халькопирит тесно сростается с остальными рудными минералами — молибденитом, магнетитом, висмутином, борнитом, медно-висмутовыми минералами и при этом является более поздним образованием. Повсеместно халькопиритовая масса образует интерстициальную структуру с кварцем (фиг. 3). По отношению к остальным жильным минералам — эпидоту, хлориту, актинолитовой роговой обманке также от-



Фиг. 2. Граница халькопиритовых прожилков. Видна интенсивная вкрапленность в ореоле массивного халькопиритового прожилка. Полиров. шлиф. ув. 26X.



Фиг. 3. Интерстициальная структура кварц-халькопиритового прожилка. Белое кварц, черное халькопирит, прозрачный шлиф.

мечается повсеместное приспособление халькопирита к последним. С апатитом халькопирит образует тесные сростания, свидетельствующие об их одновременном образовании.

Структура мономинерального халькопиритового агрегата обычно гипидиоморфнозернистая.

Молибденит является одним из распространенных рудных минералов, образует главным образом чешуйчатые таблитчатые выделения местами в виде округлых розеток, приуроченных в основном к периферийной части прожилков, нарастая на стенки трещин. Наряду с приуроченностью молибденита к зальбандам рудных прожилков отмечаются розетки и таблички молибденита в сплошных полях халькопирита; при этом характер сростания между ними свидетельствует об их одновременном образовании.

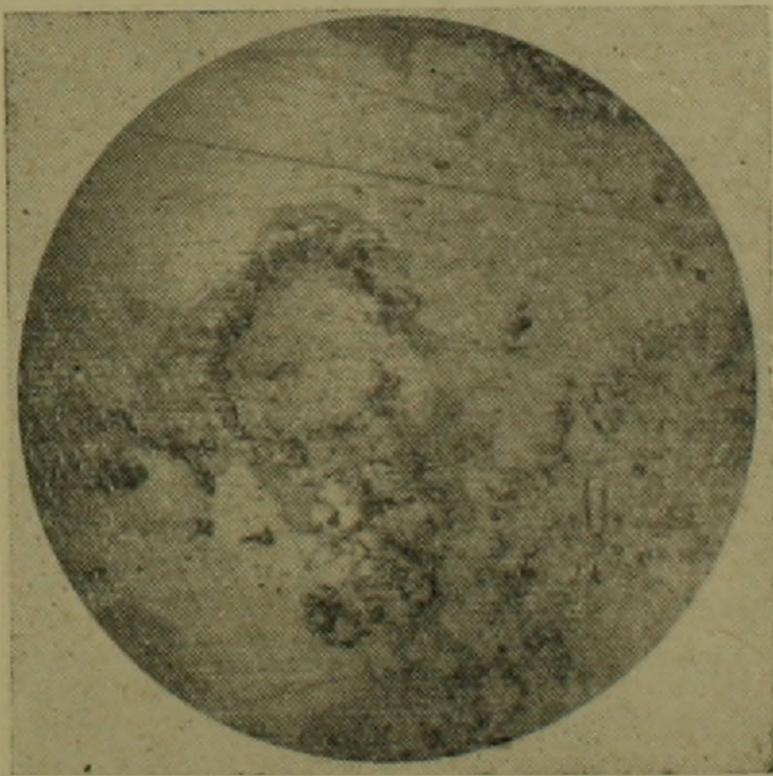
Висмутин и медно-висмутовые минералы встречаются довольно часто, однако не образуют больших скоплений. Висмутин, как правило, образует вытянутые призматические кристаллы в полях халькопирита. Медно-висмутовые минералы также приурочены к полям халькопирита, но образуют выделения с незакономерным очертанием. Среди них выделяются виттихенит, эмплектит и клапротолит.

Магнетит имеет небольшое распространение, однако встречается довольно часто и является наиболее ранним минералом.

Пирит-борнит-халькопиритовая ассоциация развивается несколько позднее молибденит-халькопиритовой, но в тесной связи с ней.

Местами встречаются самостоятельные рудные тела в виде гнездово-прожилковых зон, сложенных минералами этой ассоциации. Местами же, в пределах зоны оруденения или даже одного рудного тела, отмечается постепенный переход молибденит-халькопиритовой ассоциации в пирит-борнит-халькопиритовую. Особенностью этой ассоциации является отсутствие ряда минералов, имеющих широкое распространение в молибденит-халькопиритовой ассоциации. В первую очередь отсутствует молибденит, висмутин и медно-висмутовые минералы. Наоборот, преобладающими здесь становятся пирит и борнит, появляются отдельные зерна блеклой руды. Из жильных минералов наиболее характерен кварц в ассоциации с незначительным количеством серицита. Количественное соотношение пирита, борнита и халькопирита подвержено значительным изменениям. Обычно наблюдается преобладание халькопирита при подчиненных равных количествах пирита и борнита. Однако имеются также участки, где руда сложена в основном из пирита и борнита, а халькопирит или отсутствует, или присутствует в резко подчиненном количестве. Пирит образует хорошо оформленные идиоморфные кристаллы или, чаще, округлые скопления небольших зерен с неправильными изрезанными очертаниями. Зачастую эти скопления образуют сферические, почкообразные выделения (фиг. 4), свидетельствующие о каллоидном характере растворов, отлагающих пирит. Борнит, как правило, тесно ассоциирует с пиритом,

обволакивая и частично рязедавая его. Местами в пирит-борнитовых рудах отмечаются стяжения пирита, заполненные борнитом. Борнит



Фиг. 4. Сферические почкообразные выделения пирита в халькопирите. С пиритом тесно ассоциирует борнит. Полиров. шлиф, ув. 24X.



Фиг. 5. Структура краевых каемок халькопирита по борниту. Полиров. шлиф. ув. 24X.

тесно ассоциируется с халькопиритом, при этом в тонких прожилочках возникает структура краевых каемок. Здесь тонкие полоски позднего халькопирита очерчивают выделения гипогенного борнита и в виде волосянных прожилочек проникают в поля борнита (фиг. 5). В больших выделениях отмечается замещение борнита халькопиритом с остатками от замещения. Следует отметить, что при таком колломорф-

ном строении пирита, халькопирит отчетливо зернистый с аллотриоморфной структурой мономинерального агрегата.

Вопросами условий образования колломорфных структур в рудах специально занимался А. Г. Бетехтин [2], исследования которого показывают, что коллоидные растворы могут образоваться при самых различных температурах и давлениях и основной причиной возникновения гелевых растворов являются резкие изменения в концентрации компонентов. Образование колломорфного пирита в парагенезисе с зернистым халькопиритом и борнитом можно объяснить резким изменением концентрации серы в растворе. При этом значительная часть железа связывается с избыточной серой с образованием колломорфного пирита, а в парагенезисе с ним образуется маложелезистый сульфид меди—борнит. Таким образом, в условиях повышенной концентрации серы и значительного преобладания меди над железом устойчивой становится ассоциация пирит-борнит.

Теннантит-энаргитовая ассоциация является наиболее поздней в данной стадии. Повсеместно отмечается более позднее образование теннантит-энаргитовой ассоциации по отношению к ранее образованной пирит-борнит-халькопиритовой. Так, в рудах отмечается интенсивное разъедание пирита, борнита и халькопирита более поздними энаргитом и теннантитом, которые окружают островки, сложенные пирит-борнит-халькопиритовым агрегатом (фиг. 6). Ко-



Фиг. 6. Островки пирита (рельефное) борнита (темное), халькопирита (белое) окружены и разъедены теннантит-энаргитовой массой (серое); волосянные прожилочки халькопирита в полях борнита обрываются у границ теннантита и энаргита. Полиров. шлиф. ув. 24X.

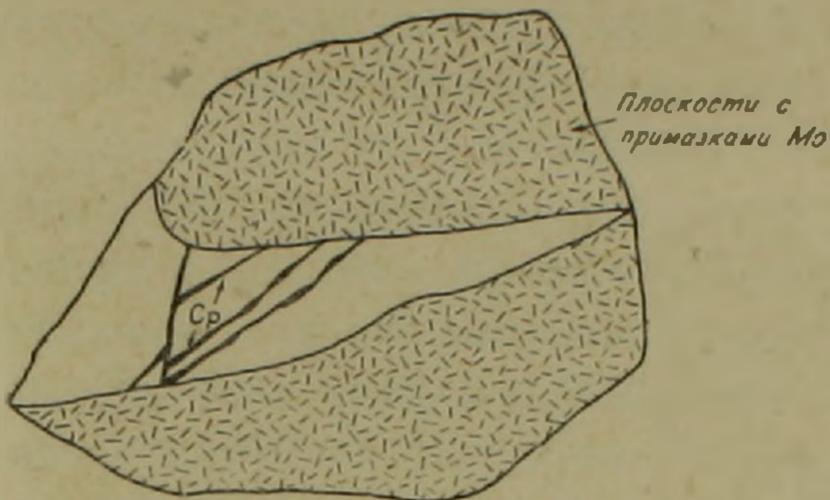
личественное соотношение между теннантитом и энаргитом здесь весьма изменчиво, однако в руде обычно преобладает энаргит.

1-ая медно-молибденовая стадия локализована в роговиках. В отличие от медной стадии, имеющей широкое площадное развитие, она приурочена к отчетливо выраженным скалывающим структурам. Возрастные взаимоотношения медно-молибденовой стадии с медной устанавливаются как на основе пересечений структур, контролирующих эти две стадии минерализации, так и в штуфах на основе изучения текстур руд. В горных выработках скалывающие структуры, локали-

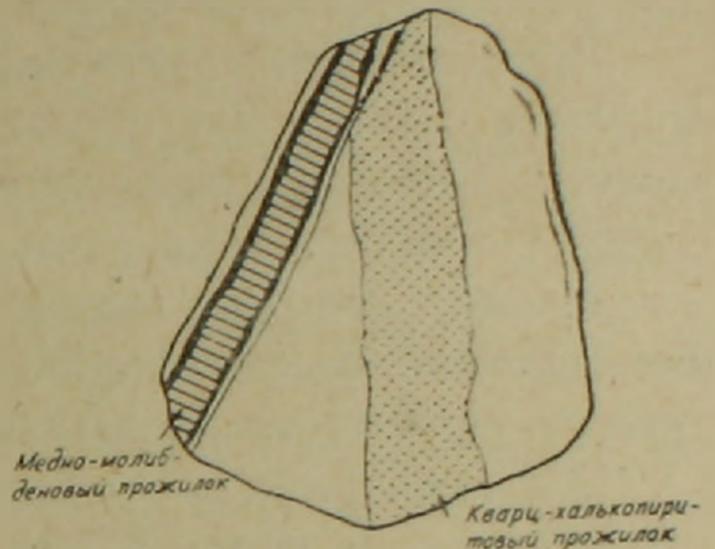
зующие брекчиевое медно-молибденовое оруденение, пересекают зоны прожилково-вкрапленного и гнездового медного оруденения.

Как видно из зарисовки штуфа (фиг. 7), взятого из брекчиевого оруденения, по плоскостям обломков вмещающей породы примазан тонкозернистый молибденит. Зачастую такой молибденит образует оторочки мощностью 0,5 см, обволакивающие обломки вмещающей

породы. Обломок пересекается параллельными халькопиритовыми прожилками, которые, доходя до плоскости с молибденитом, резко обрываются. Подобное строение брекчиевой руды свидетельствует о более раннем проявлении медного оруденения. На другом образце (фиг. 8)



Фиг. 7. Штуфной образец брекчиевой руды. Прожилки халькопирита срезаются плоскостями с призмами молибденита.



Фиг. 8. Взаимоотношение кварц-халькопиритового прожилка с медно-молибденовым прожилком. Зарисовка штуфного образца.

видно, что кварцевый прожилок с густой вкрапленностью халькопирита пересекается халькопирит-молибденитовым прожилком. Для медно-молибденовой стадии в основном характерен брекчиевый тип оруденения, когда обломки вмещающих пород цементируются рудной массой (фиг. 7). Величина обломков варьирует в значительных пределах—от мелких горошин до 20—30 см в диаметре.

Рудными минералами медно-молибденовой стадии являются: молибденит, халькопирит, пирит, борнит, медно-висмутовые минералы, сфалерит, жильные минералы—кварц и серицит.

Молибденит является одним из наиболее распространенных минералов данной стадии. Образует чешуйчатые и пластинчатые выделения, тесно переплетенные друг с другом, напоминающие войлочную структуру. Скопления молибденита приурочены к краям обломков вмещающих пород и, как правило, образуют сплошную кайму. За молибденитовой оторочкой располагается сплошная халькопиритовая руда, которая цементирует обломки вмещающих пород, окаймленных молибденитом. Следует отметить, что такая последовательность отложения минералов из растворов в пределах стадии минерализации в первую очередь молибденита, затем халькопирита была неправильно понята М. П. Исаенко и принята ею за доказательство наличия двух стадий оруденения: 1) молибденовой, 2) медной. При этом, по ее данным, в молибденовой стадии совершенно отсутствует выделение халькопирита, а в медной отмечаются лишь редкие выделения мелких чешуек молибденита.

Еще в первых работах по Дастакертскому месторождению И. Г. Магакьян [4] отмечает, что в обломках вмещающих пород из брекчиевых медно-молибденовых руд выделяется интенсивная вкрапленность и прожилки халькопирита, которые являются результатом более ранней медной минерализации.

Как было показано выше, подобное соотношение между указанными стадиями наблюдалось также и нами при отчетливом срезании халькопиритовых прожилков плоскостями молибденита. Вышеотмеченное свидетельствует о более раннем проявлении медной минерализации по отношению к медно-молибденовой.

Исследование брекчиевидных руд Дастакертского месторождения показывает, что в них отсутствуют какие-либо следы подвижек в промежутке времени между отложениями молибденита и халькопирита. Следует отметить также, что выделяется более поздняя генерация молибденита, которая отложилась несколько позже времени отложения основной массы молибденита. Так, в сплошных полях халькопирита отмечаются прожилкообразные скопления чешуек молибденита.

Халькопирит, как отмечалось ранее, образует сплошные массы, цементирующие обломки вмещающей породы и при травлении выявляет неравномернозернистое аллотриоморфное строение. В полях халькопирита отмечаются выделения медно-висмутовых минералов.

Пирит по сравнению с предыдущими стадиями имеет более широкое распространение, хотя и не образует больших скоплений. Он, повидимому, выделился несколько раньше молибденита, так как отмечаются многочисленные случаи разъедания зерен пирита и проникновения молибденита в пирит. Халькопирит повсеместно выделялся позже пирита.

Борнит имеет широкое распространение, обычно тесно срастается с халькопиритом и молибденитом; приурочен как к полям халькопирита, так и к внешним участкам молибденитовых каемок. Выделяется раньше халькопирита, так как отмечаются многочисленные случаи проникновения халькопирита в борнит.

Характерной особенностью данной стадии минерализации является почти повсеместное, однако незначительное присутствие в рудах сфалерита.

2-ая медно-молибденовая стадия локализуется в гранодиоритах в виде зоны прожилкового оруденения. В основном оруденение представлено кварцевыми прожилками с гребенчатым кварцем, выросшим на стенки трещинок среди интенсивно серицитизированных гранодиоритов. Рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, борнитом, теннантитом, энаргитом, гематитом. Жильные минералы, в основном, кварц, серицит и редко карбонат.

Молибденит является одним из распространенных минералов, образует розетки, тесно срастающиеся с кварцем. Местами розетки и таблички молибденита располагаются между призматическими кристаллами кварца и нередко захвачены последними. В крупных кварцевых прожилках со сливным кварцем молибденит приурочен к зальбандовым частям прожилков. Вместе с кварцем образуется и гематит, который выделяется в виде призматических кристаллов в кварце.

Остальные рудные минералы—пирит, халькопирит, борнит, теннантит и энаргит приурочены к средней части кварцевых прожилков,

заполняя промежутки между гребенчатыми кристаллами кварца, зачастую разъедая грани кристаллов.

Руда в средней части прожилков имеет гипидноморфнозернистое строение. Крупные идиоморфные в значительной степени корродированные кристаллы пирита расположены среди ангедральной массы халькопирита, борнита, теннантита, энаргита.

Халькопирит слагает основную часть рудной массы, все остальные минералы имеют резкое подчиненное значение. При травлении в парах царской водки выявляется аллотриоморфная структура мономинеральной халькопиритовой массы. Зерна халькопирита обычно угловаты с прямолинейными границами.

Борнит имеет сравнительно ограниченное распространение, образует небольшие выделения с извилистыми очертаниями, тесно ассоциирует с пиритом, разъедая его и в свою очередь замещается халькопиритом и блеклой рудой.

Теннантит имеет более широкое распространение по сравнению с борнитом. Обычно образует мелкие угловатые выделения с прямолинейными границами, напоминающие письменную структуру в гранитах (фиг. 9). Повидимому подобное строение обусловлено приспособлением теннантита к более крупным выделениям халькопирита.

Энаргит имеет незначительное распространение и образует небольшие выделения, срастаясь со всеми остальными минералами.

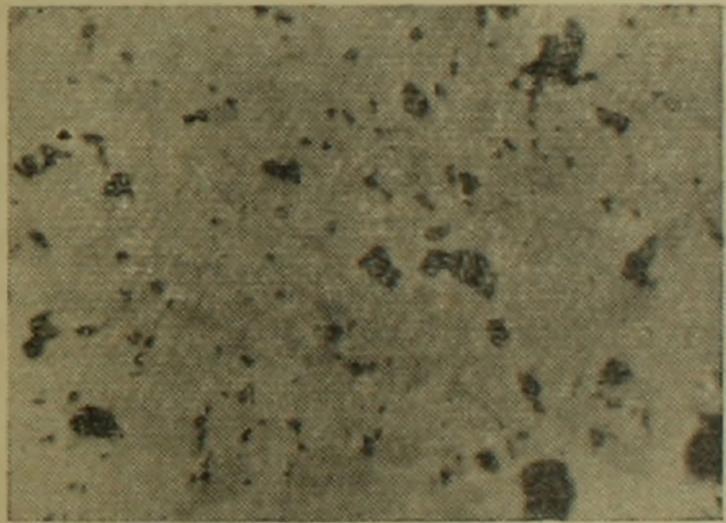
В рудах этой стадии Г. О. Пиджяном [5] описаны псевдоморфозы халькопирита по пириту.

Наряду с кварцем серицит является наиболее распространенным жильным минералом. Обычно метасоматически развивается по порообразующим минералам, но нередко образует также довольно значительные скопления в виде

жильного серицита, заполняющие пустоты в кварцевых прожилках между кристаллами кварца, подчас нарастая на гребенчатые кристаллы кварца. Серицит тесно ассоциирует с молибденитом (фиг. 10).

Агрегат карбоната анкеритового состава заполняет друзовые полости в кварцевых прожилках. Вместе с карбонатом в пустотах кварцевых прожилков откладывается и небольшое количество глинистых минералов.

Возрастные взаимоотношения данной стадии минерализации с другими стадиями не установлены ввиду ее территориальной обособ-



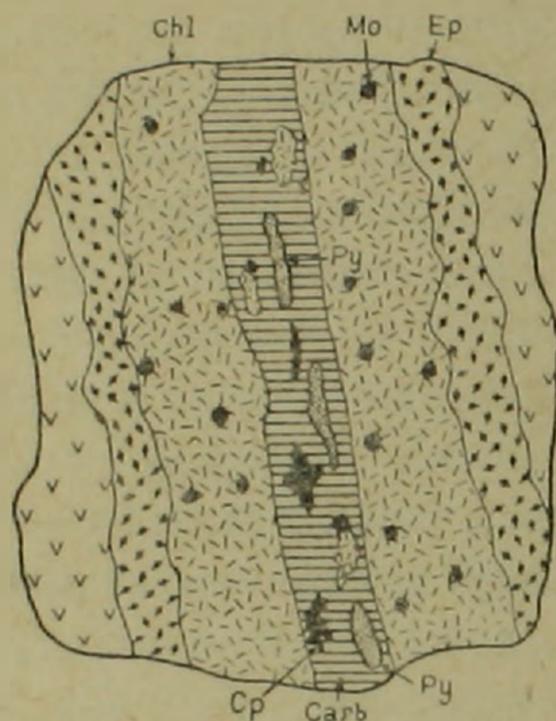
Фиг. 9. Характер срастания халькопирита (светлосерое) с теннантитом (темносерое). Полиров. шлиф. ув. 24X.

ленности. Поэтому место ее в общей схеме развитая гидротермального процесса условно*.

Медно-карбонатная стадия имеет весьма ограниченное распространение и представлена в виде небольших жил четковидного строения и линзовидных тел небольших размеров. Основным жильным минералом здесь является карбонат. В подчиненном количестве присутствуют хлорит, эпидот, серицит, кварц. Из рудных минералов наиболее распространены пирит, халькопирит, довольно часто встречаются молибденит, магнетит, гематит. Как правило, рудные тела этой стадии имеют своеобразное строение (фиг. 11). характерное тем, что в зальбандах прожилков и гнезд развивается интенсивная эпидотизация и хлоритизация вмещающих пород. При этом



Фиг. 10. Взаимоотношение между серицитом (чешуйчатое) и молибденитом (темное). Прозрачный шлиф. ув. 24X.



Фиг. 11. Зарисовка штуфного образца медно-карбонатной стадии.

хлоритовая зона непосредственно примыкает к рудным телам, а эпидотизированная полоса располагается дальше. В наиболее ранние минерализации этой стадии происходила интенсивная эпидотизация, развивающаяся по роговикам. Здесь эпидот образует призматические кристаллы до 1 мм. В парагенезисе с эпидотом возникает и магнетит, который образует мелкую вкрапленность обычно с извилистыми и неровными очертаниями. Ближе к карбонатному прожилку располагается полоса интенсивной хлоритизации. Переход совершается постепенно. Повсюду хлоритизированные участки в виде заливчиков заходят в полосу эпидота. Отмечаются языкообразные и прожилкообразные проникновения хлорита в эпидотовую зону. Непосредственно в зальбандах жил

* Некоторые исследователи ставят под сомнение правильность выделения двух медно-молибденовых стадий.

Выделение двух самостоятельных медно-молибденовых стадий обосновывается весьма различной структурной обстановкой локализации этих двух стадий. I—Медно-молибденовая стадия локализована в взбросовых структурах, образующихся в условиях общего сжатия данного участка земной коры. II. Медно-молибденовая стадия приурочена к оперяющим прожилкам разрыва крупных нарушений сбросового типа. Сбросовые структуры образуются в условиях расслабленности данного участка земной коры.

развивается небольшая полоса кварца и серицита, где отмечается более позднее образование серицита по отношению к хлориту. В частности нередки случаи нарастания серицита на хлорит. В полосе хлоритизированных пород отмечаются довольно часто розетки молибденита, а пирит здесь образует довольно крупные скопления, в основном развиваясь по хлориту. Гематит также приурочен к хлоритизированной полосе в виде пластинчатых выделений. Жилы, как правило, бывают нацело сложены из белого кальцита, в которых отмечаются скопления чешуек хлорита, к которым также приурочены розетки молибденита. Пирит и халькопирит образуют довольно значительные гнездообразные выделения, обычно развивающиеся по кальциту, местами приспособляясь к спайности кальцита.

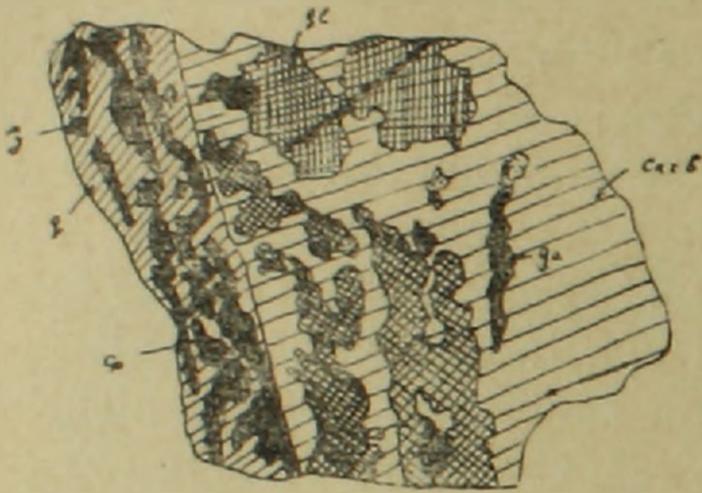
Кварц-пиритовая стадия представлена довольно широко. В основном слагает прожилковые зоны, располагающиеся на северо-западном продолжении зоны дробления. Прожилки сложены кварцем и пиритом. Кварц—крупнозернистый, местами гребенчатый, между кристаллами которого развивается пирит. Пирит является основным рудным минералом и образует идиоморфные кристаллы. С пиритом ассоциируется незначительное количество халькопирита, который цементирует кристаллы пирита, местами разъедая пирит и нередко в виде тонких прожилков проникая в него.

Кварц-пирит-сфалеритовая стадия развита слабо и приурочена к северо-восточным скалывающим структурам, смещающим рудные зоны всех предыдущих стадий. Образует небольшие жилы и прожилки. Основными рудными минералами являются: пирит, сфалерит, в подчиненном количестве галенит, в очень незначительном—халькопирит. Жильные минералы, в основном, кварц, меньше хлорит, изредка карбонат. Пирит образует мономинеральные прожилкообразные агрегаты, вытянутые параллельно кварцевой жиле. Такие мономинеральные агрегаты характерны порфировидным строением, где в мелкозернистой массе выделяются отдельные порфиновые вкрапленники. Сфалерит образует гнездообразные скопления, тесно срастающиеся с пиритом с интенсивным разъеданием последнего. Остальные рудные минералы—халькопирит и галенит—имеют резко подчиненное значение и появляются спорадически.

Полиметаллическая стадия хотя и проявилась слабо, но отмечается повсеместно. Рудные тела представлены небольшими жилами и прожилками, приурочены к трещинам скола. Жилы сложены из карбоната в ассоциации с рудными минералами. Главные рудные минералы—сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, блеклая руда (тетраэдрит). Отмечаются также редкие зерна галеновисмутитина. Из жильных минералов в резко подчиненном количестве присутствуют кварц и серицит. Полиметаллические жилы обычно имеют своеобразное строение, характерное тем, что зальбандовые части жилы сложены кварц-пирит-халькопиритовой ассоциацией с полосчатым строением, выраженным образованием вытянутых агрегатов халькопирита и пирита

(фиг. 12), параллельных зальбандам жил. Центральная часть полиметаллических жил сложена карбонатом в ассоциации с сфалеритом, халькопиритом, галенитом, тетраэдритом, изредка пиритом и галеновисмутином. Спорадически присутствует мелкозернистый кварц, образующий небольшие скопления с тонкочешуйчатым серицитом.

По составу карбонат соответствует магнизальному кальциту. Обычно он имеет отчетливо зернистое строение. Однако, следует отметить, что местами хорошо выражены колломорфные структуры с характерным почкообразно-фестончатым строением (фиг. 13). В от-



Фиг. 12. Зарисовка штуфного образца полиметаллической жилы.



Фиг. 13. Колломорфное строение карбоната полиметаллической жилки. Фото штуфного образца.

личие от раннего периода здесь сфалерит преобладает над халькопиритом. Текстура руды обычно пятнистая, характерная выделениями изолированных аллотриоморфных агрегатов с незакономерным очертанием и извилистыми границами. Обычно сфалерит и халькопирит тесно срastaются друг с другом и при этом сфалерит всегда является более ранним минералом. Повсеместно прожилки халькопирита в виде каймы незначительной ширины нарастают на выделения сфалерита (фиг. 14).

ТАБЛИЦА
ПОВЕДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

МИНЕРАЛЫ СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ	Молибденит	Халько- пирит	Висмутин и медно-вис- мутовые	Пирит	Борнит	Блеклая руда	Сфалерит	Галенит
Медно-полевощпатов	-	-	-	-	-	-	-	-
Медная	-	-	-	-	-	-	-	-
I ^м медно-молибденов	-	-	-	-	-	-	-	-
II ^м медно-молибденов	-	-	-	-	-	-	-	-
Медно-карбонатная	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-пиритовая	-	-	-	-	-	-	-	-
Кварц-пирит-сфалер	-	-	-	-	-	-	-	-
Полиметаллическая	-	-	-	-	-	-	-	-
Албандиновая	-	-	-	-	-	-	-	-
Карбонатная	-	-	-	-	-	-	-	-

Фиг. 14. Таблица количественного соотношения рудных минералов в различных стадиях минерализаций.

Галенит и блеклая руда крупных самостоятельных выделений не образует и пространственно приурочены к выделениям этих двух минералов. Галенит является наиболее поздним минералом, повместно проникая в остальные минералы в виде небольших прожилок. Блеклая руда соответствует сурьмянистой разновидности—тетраэдриту.

Алабандиновая стадия имеет весьма ограниченное распространение. Представлена в виде небольших карбонатных жил и прожилков в основном родохрозита и манган-кальцита. Из рудных минералов преобладающим является алабандин, мельниковит, пирит. В подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда и энаргит. Наиболее ранний колломорфный родохрозит одновременен с отложением алабандина, между тем, как остальные сульфиды являются более поздними образованиями, одновременными с зернистым родохрозитом. Более детальное описание данной стадии минерализации приведено в специальной статье [3].

Карбонатная стадия имеет небольшое развитие и представлена маломощными прожилками, сложенными из карбоната анкеритового состава с незначительным количеством криптокристаллического кварца.

Как видно из вышеизложенного, на Дастакертском месторождении устанавливается следующая последовательность событий от внедрения интрузий до образования гидротермального оруденения:

1. Внедрение гранодиоритовой интрузии.
2. Образование контактово-метасоматических пород, причем наиболее поздние порции контактово-метасоматических флюидов образуют роговообманковые и кварц-магнетитовые прожилки.
3. Формирование пегматит-аплитов с рудной минерализацией.
4. Внедрение дайкового комплекса в порядке повышения их основности.
5. Гидротермальная рудная минерализация.

Таким образом, на Дастакертском месторождении постмагматические образования проявились в три этапа в следующей последовательности:

1. Контактново-метасоматический
2. Пегматитовый
3. Гидротермальный

В этой последовательности событий магматические массы и связанные с ними дифференциаты древнее, чем рудная минерализация и установить генетическое родство между ними представляется возможным, если учесть, что пегматиты во многих случаях несут халькопиритовое оруденение.

Таким образом устанавливается генетическая связь между магматическими массами и рудной минерализацией, где связывающим звеном являются пегматиты.

Наиболее характерная особенность гидротермальной минерализации Дастакертского месторождения заключается в многостадийности ее проявления при постепенном падении температуры каждой последующей стадии минерализации. Температура образования отдельных

стадий определяется по характерным для них минералогическим ассоциациям. Самая ранняя медно-полевошпатовая стадия характерна широким развитием калиевого полевого шпата в ассоциации с халькопиритом и молибденитом. В следующей за ней медной стадии преобладающая роль принадлежит кварцу, слагающему прожилки и повсюду ассоциирующему с рудными минералами. Далее в медно-молибденовых стадиях преобладающая роль принадлежит кварцу и серициту. Серицит является здесь доминирующим минералом.

Наконец, в последних стадиях роль кварца и серицита резко падает и на смену приходит карбонат, ассоциирующий с низкотемпературным шашечным кварцем. Вместе с жильными минералами тесно ассоциируются и рудные минералы, значение которых в разных стадиях весьма различно. Как видно из таблицы (фиг. 14), роль одного из наиболее главных минералов молибденита в самую раннюю стадию минерализации весьма незначительна. В последующую медную стадию роль молибденита несколько повышается и наибольшее развитие молибденит имеет в I медно-молибденовую стадию. Во II медно-молибденовой стадии роль молибденита несколько падает и сравнительно незначительно его значение в медно-карбонатную стадию.

Несколько иначе ведет себя халькопирит, основное развитие которого падает на более ранние стадии, хотя его присутствие отмечается почти во всех стадиях, постепенно убывая. Висмутин и медновисмутовые минералы веют себя аналогично молибдениту и максимум их развития также падает на медно-молибденовую стадию.

Как правило, наиболее ранние стадии минерализации бедны пиритом и некоторое обогащение его в ранних стадиях связано с нарушением равновесия в растворах в связи с повышением концентрации серы. Постепенно с ходом гидротермального процесса роль пирита повышается вплоть до стадии, где он имеет доминирующее значение.

Борнит, как правило, представлен в ранних стадиях минерализации и образование его, по видимому, было связано с значительным богатством растворов медью.

Блеклая руда представлена как в ранних стадиях оруденения, так и в более поздних. При этом ранние стадии минерализации представлены теннантитом, а более поздние — низкотемпературным тетраэдритом.

Сфалерит и галенит значительное развитие имеют только в полиметаллическую стадию, хотя присутствие сфалерита отмечается и в медно-молибденовых стадиях. Таким образом, наличие главных рудообразующих минералов — молибденита, халькопирита, пирита, борнита, блеклой руды во многих стадиях минерализации вплоть до низкотемпературных ассоциаций свидетельствует о значительной растянутости процесса минерализации, что является второй наиболее характерной особенностью.

Третьей характерной особенностью минерализации Дастакертского месторождения является дифференциальный вынос компонентов.

При этом как видно из схемы, время выноса основной массы молибдена несколько отстает от времени выноса основной массы меди. Это обстоятельство впервые отмечалось И. Г. Магакьяном и, как видно, вполне подтверждается нашими исследованиями.

Имеет место значительный разрыв во времени и более позднее образование пиритовой минерализации от основных промышленных стадий и затем следуют стадии, обогащенные Z_n и P_b .

Таким образом, намечается последовательный ряд выноса металлов в последовательности $C_u - M_o - Z_n - P_b$.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 28 XII 1957

Կ. Ա. ՔԱՐԱՄՅԱՆ

ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ԱՌԱՆՁՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրը տեղադրված է գրանոդիորիտային ինտրուզիայի գմբեթներում սեղմված ստորին էոցենյան ծածկային պորֆիրիտների մնացորդների մեջ:

Պորֆիրիտները ենթարկվել են ինտենսիվ եղջրաքարացման, որոնց կազմը ինտրուզիվի մերձկոնտակտային մասից դեպի դուրս փոփոխական է: Այսպես՝ ինտրուզիվին մոտ գտնվում են կվարց-բիտաիտ-դաշտաշպատային եղջրաքարեր, ավելի հեռու՝ սլավադոկազ հորնբլենդային:

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի մեջ մեծ դեր են կատարում դաշկային ապարները, որոնք ըստ կազմի ներդրվել են չորս հասակային հետևողականությամբ՝ 1. դիորիտ-պորֆիրիտներ, 2. դիաբազ-պորֆիրիտներ, 3. հորնբլենդային դիորիտ-պորֆիրիտներ, 4. կերսանտիտներ:

Ինտրուզիվի գմբեթային մասում գոյություն ունի ապլիտային երակիկներով հասվող, խալկոպիրիտային միներալացումով մանր երակային և խողովակաձև պեգմատիտային դոնա: Ինտրուզիվի ներդրումից մինչև հիդրոթերմալ հանքայնացումը սահմանվում է երևույթների հետևյալ հետևողական զարգացում:

1. Գրանոդիորիտային ինտրուզիվի ներդրում:
2. Կոնտակտ-մետասոմատիկ ապարների առաջացում, ընդ որում կոնտակտ-մետասոմատիկ ավելի ուշ ֆլյուրիտները առաջացնում են հորնբլենդային, կվարց-մագնետիտային երակիկներ:
3. Խալկոպիրիտով հանքայնացած պեգմատիտ-ապլիտների կազմավորում:
4. Դաշկային կոմպլեքսի ներդրում ըստ հիմնային կազմի աճեցման:
5. Հիդրոթերմալ մետաղային հանքայնացման առաջացում:

Այսպիսով Դաստակերտի հանքավայրում հետմագմատիկ գոյացումները առաջացել են երեք հետևողական էտապներում:

1. Կոնտակտ-մետասոմատիկ:

2. Պեգմատիտային:

3. Հիդրոթերմալ:

Ելնելով երևույթների զարգացման այս հետևողականությունից մագմատիկ զանգվածները ու նրանց ածանցյալները ավելի հին են, քան հիդրոթերմալ մետաղային հանքալուծումը: Նրանց գենետիկ կապը հնարավոր է հաստատել, եթե հաշվի առնվի պեգմատիտների խալկոպիրիտային հանքալուծումը:

Պեգմատիտներն այստեղ հանդես են գալիս, որպես միացնող օղակ ինտրուզիայի և հիդրոթերմալ հանքալուծման միջև:

Հիդրոթերմալ հանքալուծման առաջին ամենաբնորոշ հատկանիշը նրա բազմաստադիական զարգացման արտահայտությունն է: Հանքաբեր ստրուկտուրաների հասակային փոխհարաբերության ուսումնասիրության հիման վրա առանձնացվում են հանքալուծում տեղալուծող հետևյալ ստադիաներ:

1. Պղինձ-դաշտաշպատային, 2. պղնձային, 3. պղինձ-մոլիբդենային, 1-ին, 4. պղինձ-մոլիբդենային II-րդ, 5. պղինձ-կարբոնատային, 6. կվարց-պիրիտային, 7. կվարց-պիրիտ-սֆալերիտային, 8. բազմամետաղային, 9. ալարանդինային, 10. կարբոնատային:

Դիտարկելով հանքառաջացնող միներալների՝ մոլիբդենիտի, խալկոպիրիտի, բոռնիտի, խունացած հանքանյութերի առկայությունը (նկ. 14) հանքալուծման ստադիաներից մեծ մասի մեջ մինչև ցածրաստիճանային ստադիաները վկայում է հանքալուծման պրոցեսի զգալի տեղականության մասին: Վերջինս հանդիսանում է հանքալուծման ամենաբնորոշ երկրորդ առանձնահատուկ կողմը:

Նույն աղյուսակից նկ. 14 երևում է, որ Դաստակերտի հանքավայրում դիտվում է կոմպոնենտների դիֆերենցիալ ներբերում, ընդ որում մոլիբդենի հիմնական մասի ներբերումը որոշ չափով ետ է մնում պղնձի ներբերումից:

Հանքավայրում պիրիտային հանքալուծման և հիմնական պղինձ-մոլիբդենային ստադիաների միջև, դիտվում է ժամանակի զգալի տարբերություն:

Այսպիսով նշվում է մետաղների հետևողական ներբերում:

Ալարանդինային ստադիայի ինքնուրույն գոյությունը վկայում է ծծմբի կոնցենտրացիայի խտության մասին հիդրոթերմալ գործունեության վերջում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Н. А. Минералогия зоны окисления главнейших медно-молибденовых месторождений. Изв. АН АрмССР (серия геол. и геогр.), № 1, 1957.
2. Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях. В сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.
3. Карамян К. А. Алабандин из Дастакерстского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР (серия геол.-геогр.), том X, № 4, 1957.
4. Магакьян И. Г. и Ароян-Иашвили В. Х. Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изд. АН АрмССР, естественные науки, № 10, 1946.
5. Пиджян Г. О. О псевдоморфозе халькопирита по пириту. Зап. ВМО, № 4, 1950.

И. Г. ГАСПАРЯН

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕТИЧНЫХ (ОСАДОЧНЫХ) ОБРАЗОВАНИЙ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

(Флишевая, шорагбюрская, пестроцветная и солевосно-гипсоносная толщи)

В геологическом строении Приереванского района принимают участие нормально-осадочные и вулканогенные породы третичного возраста. Значительным распространением пользуются озерно-речные отложения и лавовые покровы послесарматского возраста, которые маскируют геологическое строение района.

Петрографо-минералогические исследования третичных отложений Приереванского района, основные результаты которых излагаются ниже, выполнены, в основном, автором по материалам естественных обнажений и керн мелкx и глубоких разведочных скважин. В основу этих исследований положены данные около 1200 минералогических определений (иммерсионный метод) и 200 петрографических шлифов.

Эти исследования преследовали следующие цели; а) Изучение минералогического состава третичных отложений как с целью познания вещественного состава пород, так и для использования этих данных в последующих палеогеографических построениях. б) Разработка местных (порайонных) и областных схем минералого-стратиграфического расчленения этих толщ, а также их схемы корреляции. с) Определение источников и путей переноса обломочного материала.

Третичный комплекс Приереванского района сложен отложениями верхнего и среднего миоцена, олигоцена и верхнего эоцена, постепенно переходящего к юго-востоку в средний эоцен.

Не касаясь разногласий, существующих между разными исследователями в вопросах геологии района, ниже приводим краткую схему стратиграфических подразделений третичных отложений по данным А. А. Габриеляна [6] и А. Т. Асланяна.

1. Эоцен (мощность 2—2,5 тыс. м) составляет нижнюю часть разреза третичных отложений. В нижней части сложен туфопесчаниками, туфосланцами и другими туфогенными породами [4, 5], а в верхней—

флишевидными образованиями [3], представленными песчано-глинистыми породами.

2. Олигоцен залегает над эоценом без углового несогласия и имеет мощность 600—900 м. Представлен песчано-глинистыми образованиями, известными под названием шорагбюрской толщи.

3. Миоцен над шорагбюрской толщей несогласно (по А. Т. Асланяну) залегает пестроцветная толща, мощность которой равна 700 м; она представлена глинами, в основном красного цвета с мощными прослоями конгломератов и песчаников того же цвета.

Выше по разрезу следует гипсоносно-соленосная толща общей мощностью 1000 м.

Над гипсоносной толщей повидимому трансгрессивно залегает комплекс отложений, известный в литературе под названием разданской (зангинской) толщи. Мощность толщи ок. 700 м, фаунистически она хорошо охарактеризована и относится к сармату [9]. Разданская толща сложена чередующимися слоями глин, песчаников, реже мергелей, песков, известняков и содержит пласты горючих сланцев и ракушечников.

4. Плиоцен. Над разданской толщей несогласно залегает вулканогенно-осадочная толща, представленная туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфогенными глинами, туфо-пемзовыми песками, пеплами и другими пирокластолитами, относящимися к нижнему плиоцену (мэотис-понт). Выше следуют верхнеплиоценовые покровы долеритовых базальтов и андезито-базальтов, которые несогласно перекрывают различные горизонты пород вышеописанных свит и слагают Канакерское и Егвартское вулканические плато.

Ниже приводится краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных образований Приереванского района в последовательности их стратиграфического наложения.

Э О Ц Е Н

Отложения эоцена нами исследованы по разрезу скважины № 4, пробуренной в присводовой части Шорагбюрской антиклиналы в районе с. Шорагбюр. Скважина вскрывает верхи эоцена (флишевидные слои).

Отложения эоцена сложены глинами и песчаниками с преобладанием последних. Породы эти по внешнему виду и петрографическим признакам аналогичны перекрывающим их олигоценным слоям (низы Шорагбюрской толщи).

Данные гранулометрического состава эоценовых пород позволяют отнести их к неотсортированным разностям. Содержание CaCO_3 в этих образованиях колеблется от 2 до 24%, причем его максимальное количество приурочено к глинистым породам.

Минералогический состав эоценовых отложений довольно пестрый—всего выявлено 35 минералов.

В легкой фракции постоянно и в большом количестве встречаются разложенные полевые шпаты и глинистые частицы соответственно в песчаниках и глинах; свежие минералы представлены почти постоянно плагиоклазом и кварцем. Редко и в единичных зернах попадает глауконит.

Тяжелая фракция очень разнообразна. Аутигенные образования представлены постоянно и чаще всего в заметном количестве пиритом, который приурочен к глинистым слоям; гораздо реже и меньше по количеству обнаружены бурые окислы железа. Из кластических минералов почти постоянно присутствуют магнетит, биотит и циркон. Часто встречаются сфен, ильменит, эпидот и цоизит, обыкновенная роговая обманка, хлорит и глаукофан, реже — пикотит, авгит, гранаты и апатит, а гиперстен, базальтическая роговая обманка, мусковит, корунд, рутил, анатаз, андалузит, турмалин и барит попадают весьма редко. Кроме вышеперечисленных свежих минералов в тяжелой фракции часто, в количестве от 7 до 30%, попадают разложенные минералы.

О Л И Г О Ц Е Н

Шорагбюрская толща. Разрез этой толщи изучен в естественных обнажениях Шорагбюрской антиклинали [7] и разрезе скв. 5 („Стрельбища“).

Шорагбюрская толща сложена из чередующихся пластов глин и песчаников, с преобладанием последних особенно в нижней части разреза. В верхней ее части, среди глин и песчаников местами наблюдаются также прослой мергелей и известняков.

Песчаники часто образуют шаровидные, реже матрацевидные отдельности. Макроскопически они довольно плотные, местами грубо-слоистые, темносерого цвета, нередко с желтоватым оттенком. Обычно песчаники средне- или крупнозернистые, реже мелкозернистые.

По наблюдениям А. И. Месропяна, шлифы песчаников шорагбюрской толщи характеризуют полимиктовую породу с базальным типом цементации. Состав цемента, главным образом, кальцитовый, но изредка кальцитовый цемент доломитизирован, хлоритизирован, а в некоторых случаях обогащен туфогенным материалом.

Терригенный материал песчаников представлен, главным образом, плагиоклазами (олигоклаз, андезин) и обломками различных пород, среди которых преобладают аднезиты, реже встречаются вулканическое стекло, обломки кремнистых и карбонатно-глинистых пород. Еще реже в шлифах встречаются кварц, биотит, амфибол, пироксен, эпидот, а из вторичных образований — бурые окислы железа, пирит и глауконит. Из рудных минералов наблюдаются редкие зерна магнетита и ильменита. Терригенные минералы отличаются плохой окатанностью.

Глины шорагбюрской толщи осколчатые, темносерого или бурого тонов. Структура их под микроскопом пелитоморфная или алевро-

пелитовая. В глинах и песчаниках шорагбюрской толщи встречаются отпечатки флоры и фауны.

Гранулометрический состав пород шорагбюрской толщи свидетельствует о их весьма плохой отсортированности. Карбонатность этих же пород невысокая. Содержание CaCO_3 в среднем составляет 12% породы. Наиболее высокой карбонатностью характеризуются глины.

Исследование иммерсионных препаратов—образцов шорагбюрской толщи* показывает многоминеральность пород и одновременно выдержанность минералогической ассоциации по всему разрезу. Всего выявлено 35 минералов.

Легкая фракция. Из аутигенных минералов довольно часто, но в количестве единичных зерен встречается глауконит. Кластические минералы представлены полевыми шпатами редко в виде свежих плагиоклазов, и гораздо чаще и в большем количестве в виде разложившихся разновидностей. Кварц в виде отдельных зерен встречается довольно часто, а вулканическое стекло попадает редко.

Тяжелая фракция очень разнообразна. Из аутигенных образований обычны пирит и бурые окислы железа (лимонит). Последний образовался за счет пирита. Пирит приурочен чаще всего к глинистым слоям. Из остальных аутигенных образований изредка встречаются барит и целестин (в виде редких зерен). Из кластических минералов почти постоянно присутствуют магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, циркон, часто встречаются эпидот, сфен, глаукофан, гранаты (бесцветные). Меньшей распространенностью пользуются хлорит, апатит, цоизит; редко встречаются ильменит, актинолит, авгит, зеленый гранат, диопсид, мусковит, халькопирит, рутил, пикотит, гиперстен, корунд, базальтическая роговая обманка. Очень редки анатаз, андалузит и хиастолит. В некоторых образцах из верхней части разреза встречены мелкие зерна металлического олова в количестве редких зерен.

Несмотря на однообразный минералогический состав всей толщи, все же на основании количественного преобладания пирита нами условно выделен нижний пиритовый горизонт, который характеризуется также очень частым присутствием магнетита, обыкновенной роговой обманки, биотита, циркона, эпидота и глаукофана.

М И О Ц Е Н

1. *Пестроцветная толща*, как отмечалось выше, несогласно залегает на шорагбюрской. Органические остатки в породах данной толщи встречаются очень редко.

Пестроцветная толща нами исследована на северо-западном крыле шорагбюрской антиклинали, в опорной скважине Авана, в скважи-

* Определением глинистых минералов (для всех толщ) мы не занимались, ввиду отсутствия в свое время соответствующего оборудования в лаборатории.

нах №№ 6 (Арбат), 7 (Тазагюх), 2 (Джрашен), 6 (Паракар) и в некоторых других разрезах.

Пестроцветная толща представлена чередующимися пластами глин, песчаников и конгломератов, с разной насыщенностью разрезов то глинами (Шорагбюр), то песчаниками. Мощность отдельных пластов колеблется от десятков сантиметров до 2-х и более метров. Окраска пород, главным образом, красная, кирпично-красная и лишь местами наблюдаются прослой серых и зеленовато-серых разностей тех же пород.

Конгломераты среднегалечные, пестроцветные, сложенные хорошо окатанной галькой (от 1 до 7, реже 10 см в поперечнике). Состав галек: различные эффузивные породы (порфириты, андезиты), туфы, роговики, яшмовидные и мраморизованные породы, кварциты, глинистые сланцы и др. Гальки сцементированы карбонатно-глинистым и песчаным материалом.

Песчаники макроскопически неплотные, плохо отсортированные, нередко по структуре крупнозернистые, переходящие в мелкогалечный конгломерат.

Под микроскопом песчаники выявляют псаммитовую структуру. Структура кластического материала мелко-, средне- и крупнозернистая, преобладает последняя. Окатанность песчинок разная.

Цемент песчаников типа соприкосновения или близко к нему; реже описан базальный тип цементации. Состав цемента кальцитовый, глинисто-кальцитовый и глинистый. Количество цемента обычно составляет 20—30% породы. Терригенный материал этих песчаников состоит, в основном, из обломков различных эффузивных, осадочных и метаморфических пород и некоторого количества плагиоклаза, кварца и пироксена. Редко встречаются амфиболы, хлорит, биотит и ортоклаз.

Глины пестроцветной толщи довольно плотные, часто слабо алевритовые. Характерен постепенный переход глин в песчаники и наоборот. Глины под микроскопом выявляют алевропелитовую структуру. Среди терригенной примеси можно различить обломки пород, полевые шпаты, кварц и некоторые другие минералы.

Результаты гранулометрического анализа показывают плохую отсортированность как глин, так и песчаников пестроцветной толщи.

Содержание CaCO_3 в породах пестроцветной толщи колеблется от 11 до 35%, причем породы естественных обнажений обычно отличаются низкой карбонатностью (CaCO_3 в среднем составляет более 5% породы), что, вероятно, можно объяснять преобразованием их вещественного состава в процессе выветривания.

Исследование иммерсионных препаратов пород пестроцветной толщи показывает довольно пестрый их минералогический состав.

В легкой фракции из аутигенных минералов часто встречается глауконит (в количестве редких зерен), а из кластических—постоянно плагиоклазы, преимущественно средней кислотности, и очень редко кварц, обломки кремнистых минералов и вулканическое стекло,

Помимо указанных свежих минералов, составляющих вместе около 20—30%, основную же часть легкой фракции (70—80%) составляют разложенные минералы и глинистые частицы соответственно в песчаниках и глинах.

В тяжелой фракции из аутигенных минералов постоянно присутствуют и преобладают нерудные непрозрачные зерна, которые в большинстве в различной степени пропитаны бурыми окислами железа. Нередко попадаются гематит и барит (по количеству не более 5%).

Кластические минералы тяжелой фракции характеризуются постоянно цирконом, биотитом и магнетитом. В отдельных разрезах довольно часто встречается турмалин, обыкновенная роговая обманка, авгит, гиперстен и гранаты. Весьма редко и в ограниченном количестве встречаются также пикотит, ильменит, базальтическая роговая обманка, мусковит, глаукофан, хлорит, гранаты, сфен, пирит, лимонит, эпидот, цнозит и др.

Как видим, минералогический состав пород пестроцветной толщи во всех разрезах почти одинаков и отличие заключается в относительной бедности минералогического состава пород разреза естественных обнажений.

2. Соленосная толща. Пестроцветная толща перекрывается соленосной [8]. Последняя изучена на материалах буровых скважин* Мощность толщи колеблется от 300 до 700 м.

Нижеприводимая характеристика соленосной толщи основана, главным образом, на данных разреза Аванской опорной скважины, где мощность этой толщи оказалась максимальной (700 м). В процессе бурения этой скважины установлено, что толща соли разделена на две части 200 метровой залежью базальтов.

Соленосная толща сложена мощными пластами (20—30 м) каменной соли, переслаивающимися с глинами (мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, а реже и более 1 м). В приконтактных частях с пестроцветной толщей глины несколько песчанистые.

Каменная соль чаще всего имеет ясно выраженное кристаллическое строение, но отдельные прослои характеризуются скрытокристаллической структурой. Величина отдельных кристаллов от 1 до 4 см. Цвет белый, водянопрозрачный или различных оттенков серого цвета, в зависимости от количества примеси глинистых частиц. Каменная соль, кроме самостоятельных пластов, встречается также в виде включений в глинах или густо пропитывает глинистую массу, образуя соленосную глину.

Ангидрит. В глинах соленосной толщи иногда обнаруживаются небольшие включения ангидрита в виде порошковатой массы белого цвета, но местами ангидрит образует пропластки (0,2—1 см), в которых он волокнистого строения или массивной структуры. Изредка

* Опорная № 1 (в Аване), № 2 (Аван), № 6 (Паракар), № 2 (Раздан), 14 (Нурнус), 13 (Маяковский), 16 (Раздан), 22 (Теджрабак) и др.

отмечены также „пегматитоподобные“ срастания ангидрита и каменной соли.

Структура ангидрита под микроскопом радиально-лучистая, спутанно-игольчатая, а участками нечеткого решетчатого строения. Нередко ангидрит образует мелкие, короткие призматические кристаллы с ровными концами. Ангидрит в шлифах свежий, но иногда наблюдаются примазки мутножелтого глинистого вещества.

Глины соленосной толщи макроскопически однотонные, реже слабо алевритовые, серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Характерна тонкослоистость пород, но нередко отмечены и комковатые участки. По структуре глины из верхней большей части толщи заметно отсортированы в сравнении с нижней.

Карбонатность глин соленосной толщи непостоянна и, в основном, невысокая. Содержание CaCO_3 колеблется от 1,1 до 16%.

В глинах соленосной толщи иммерсионным методом обнаружено 32 минерала. Состав *легкой фракции* неизменно однообразен — всегда доминируют глинистые частицы и лишь в нескольких образцах попадаются единичные зерна кварца, полевого шпата, халцедона и гипса; в *тяжелой фракции* постоянно и в преобладающем количестве находятся ангидрит и пирит. Остальные минералы встречаются редко и в ничтожном количестве. Так, например, относительно часто обнаруживаются магнетит, авгит, обыкновенная роговая обманка, биотит; меньше — циркон, гранат (розовые и бесцветные). Редко попадают гиперстен, базальтическая роговая обманка, глаукофан, пикотит, эпидот, мусковит и очень редко — сфен, хлорит, зеленая слюда, рудные зерна, турмалин, корунд, целестин, барит, анкерит, доломит, сильвин и „н/м волокнистый“*. Характерно присутствие последнего минерала в образцах приконтактной части соленосной толщи с интрузивными базальтами (разрез опорной скв. № 1 (Аван). Образование этого минерала, видимо, связано с контактовым воздействием базальтов на соленосную толщу.

Таким образом, в результате исследования минералогического состава пород соленосной и гипсоносной толщи выясняется, что они бедны кластическими минералами, а в отдельных частях толщи и вовсе отсутствуют. Эти данные говорят о лагунном характере бассейна, о малом привносе или отсутствии терригенного материала, вследствие чего корреляционными минералами являются аутигенные минералы в виде ангидрита и пирита.

3. Гипсоносная толща. Породы соленосной толщи согласно перекрываются гипсоносной. Толща эта изучена в естественных обнажениях Шорагбюрской антиклинали (СЗ крыло) и в разрезах буровых скважин. Мощность гипсоносной толщи колеблется от 60 до 450 м.

* „Неизвестный минерал волокнистого строения“ нами условно был назван минералом, точную природу которого не определили из-за малого количества, но, по данным спектрального и химического анализов — он представляет алюмосиликат Mg , Ca , Fe с примесями Mn и Ti .

Гипсоносная толща сложена преимущественно глинами с частыми включениями и прослоями гипса. Мощность гипсовых пропластков составляет от долей до нескольких миллиметров, реже до 10 сантиметров. Иногда гипс в виде очень мелких игольчатых кристаллов пронизывает глинистую массу. В пропластках гипс большей частью волокнистого, а иногда крупнокристаллического строения со ступенчатым изломом.

Глины гипсоносной толщи по внешнему виду однотонные, местами довольно плотные, реже рассланцованные или комковатые. Порода серого и зеленовато-серого цвета. Часто наблюдаются плоскости скольжения более темного цвета. Анализ гранулометрического состава описанных глин показывает преобладание пелитовой фракции над остальными. Карбонатность глин гипсоносной толщи очень непостоянна; содержание CaCO_3 колеблется в пределах от 4 до 26, реже доходит до 32%.

Минералогическим исследованием в глинах гипсоносной толщи установлено 32 минерала.

В легкой фракции из аутигенных минералов почти во всех разрезах установлен гипс в заметном количестве и редко глауконит в количестве единичных зерен. Кластические минералы иногда представлены кварцем с полевыми шпатами в ничтожном количестве. Остальная же преобладающая часть легкой фракции состоит из глинистых частиц.

В тяжелой фракции пород гипсоносной толщи обнаружены из аутигенных — пирит, барит, целестин, ангидрит, доломит, анкерит, сидерит; из кластических — гранат, сфен, циркон, анатаз, апатит, пикотит, турмалин, авгит, гиперстен, обыкновенная и базальтическая роговые обманки, глаукофан, биотит, мусковит, хлорит, эпидот, „н/м волокнистый“, магнетит, гематит, ильменит и самородное олово. Чаще всего присутствуют циркон, авгит, биотит и обыкновенная роговая обманка, которые приурочены к приконтактовым частям с разданской толщей. Установлено частое нахождение доломита и анкерита в некоторых разрезах.

Несмотря на большой список обнаруженных минералов, корреляционное значение имеют только гипс-пирит-целестиновая ассоциация. При этом в одних образцах преобладает целестин, в других — то пирит, или оба эти минерала находятся в равных количествах.

В итоге проведенных петрографо-минералогических исследований третичных отложений Приереванского района можно отметить следующие основные положения:

1. В строении третичных (осадочных) образований Приереванского района принимают участие эоцен-олигоцен-миоценовые отложения, которые характеризуются пестротой типа отложений. Так, наряду с морскими (флишевая и шорагбюрская толщи), среди них различаются также континентальные (пестроцветная толща) и лагунные образования (гипсоносно-соленосная толща).

II. Изучение гранулометрического состава пород, особенно грубообломочных разностей, показывает плохую отсортированность пород, что свидетельствует о неустойчивом гидродинамическом режиме бассейна.

III. Петрографические исследования пород в шлифах показывают довольно разнообразный состав и структуру, которые часто в одном и том же горизонте по площади заметно изменяются.

IV. Минералогическим исследованием в породах третичных отложений Приереванского района (рис. 1) установлено 48 минералов. Несмотря на относительно большой список обнаруженных минералов, для каждой толщи характерна более или менее определенная ассоциация (из небольшого числа) минералов, являющихся, с одной стороны, эталонами для разрезов, а с другой — указывающие, возможно, на различные источники питания. Наблюдается также более или менее постоянство минералогического состава (руководящих минералов) и их количество внутри отдельных толщ, за небольшим исключением (Шорагбюрская толща), что лишает возможности расчленить разрезы на более дробные горизонты.

Тщательными наблюдениями под микроскопом и в иммерсионных препаратах не удавалось установить какие-либо резко-выраженные морфологические отличия между отдельными минералами. Наблюдаемые некоторые отличия выражены в деталях. Что касается формы зерен терригенных минералов, то в большинстве случаев они угловаты и реже угловато-округленные, что можно объяснить относительно молодым возрастом пород и близостью областей сноса.

Таким образом, изучение минералогического состава и структурных особенностей пород рассмотренных отложений свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в самых разнообразных условиях — от морского до континентальных, в солоноватоводных.

Проведенные работы являются определенным этапом в исследовании литологии третичных отложений Приереванского района и несомненно представляют большой интерес не только в научном, но также в практическом отношении, так как с ними связаны залежи таких нерудных полезных ископаемых, как каменная соль [2], горючие сланцы, не говоря уже о признаках нефтеносности. Естественно, что более детальное и всестороннее исследование этих образований является задачей дальнейших наших исследований.

Ի. Գ. ԴԱՍՊԱՐՅԱՆ

ՄԵՐՃԵՐԵՎԻԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ԵՐՐՈՐԴԱԿԱՆ (ՆՍՏՎԱԾՔԱՅԻՆ)
ԱՌԱՋԱՅՈՒՄՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖՈ-ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ՀԱՄԱՌՈՏ
ՔՆՈՒԹԱԳՐՈՒՄԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մերձերևանյան շրջանի նստվածքային ապարների պետրոգրաֆիական ուսումնասիրությունները, որոնցով զբաղվել է հեղինակը սկսած 1948 թվականից մինչև այժմ, հիմք են տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները:

1) Մերձերևանյան շրջանի երրորդական (նստվածքային առաջացումների կազմում մասնակցում են էոցենի, օլիգոցենի և միոցենի հասակի ապարները, որոնք բնութագրվում են նստվածքների բազմազանությամբ: Ծովային առաջացումների հետ մեկտեղ նրանցում տարածված են նաև կոնտինենտալ և լագունային ապարներ: Այս բոլորը, ինչպես նաև մեր կողմից կատարված միներալոգիական ուսումնասիրություններն ու ապարների ստրուկտուրային առանձնահատկությունները վկայում են այն մասին, որ նրանք ձևավորվել են ամենատարբեր պայմաններում:

2) Երրորդական ապարների գրանուլոմետրիկ ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս հատկապես խոշորաբեկորային առաջացումների վատ տեսակավորումը, որը վկայում է ավազանի հիդրոդինամիկ ռեժիմի անկայունության մասին:

3) Երրորդական ապարների պետրոգրաֆիկ ուսումնասիրությունները ցույց են տալիս նրանց տարատեսակությունը, ինչպես կազմի, նույնպես և ստրուկտուրայի տեսակետից, որոնք հաճախ փոփոխվում են նույնիսկ միևնույն հորիզոնում:

4) Միներալոգիական ուսումնասիրությունների հետևանքով մերձերևանյան շրջանի երրորդական ապարներում հայտնաբերվել են 48 միներալ: Յուրաքանչյուր շերտախմբի համար բնորոշ է ոչ մեծ թվով միներալների ուրույն ասոցիացիա, որոնք մի կողմից ծառայում են որպես ետալոն կտրվածքների կորելացիայի համար, մյուս կողմից վկայում են սնման տարրեր աղբյուրների անկայության մասին: Նկատվել է նույնպես միներալոգիական կազմի և քանակի որոշ կայունություն, առանձին հաստվածքի ներսում, որը հնարավորություն չի տալիս կտրվածքները բաժանել ավելի մանր հորիզոնների:

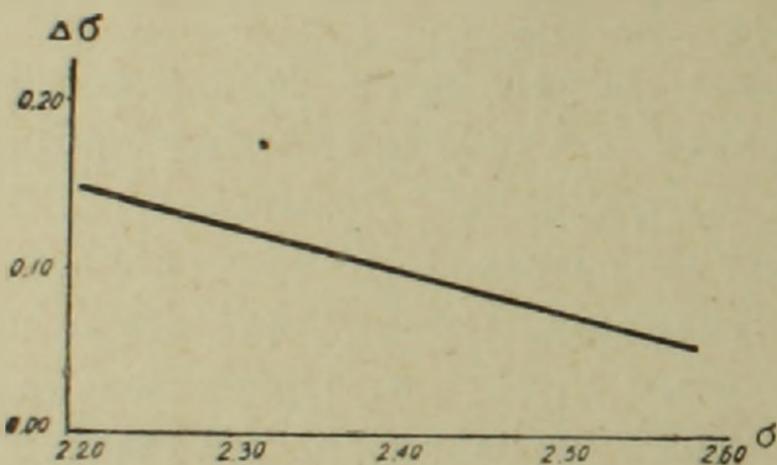
Միկրոսկոպիկ մանրազնին ուսումնասիրությունները թույլ չեն տալիս որևէ չափով բացահայտ արտահայտված մորֆոլոգիական տարբերություններ նշել առանձին միներալների համար:

Այսպիսով կատարված հետազոտությունները ցույց են տալիս, որ մերձերևանյան շրջանի երրորդական նստվածքների ուսումնասիրությունը ունի կարևոր տեսական և գործնական նշանակություն, քանի որ նրանց հետ գեներալիզացիան կապված են այնպիսի ոչ մետաղային օգտակար հանածոներ ինչպիսիք են քարաղբ, այլվող թերթաքարերը (չրազգանի հաստվածք), ինչպես նաև նավթայնություն մի շարք ուղղակի նշանները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Адамян А. А.* О присутствии целестина в глинах гипсоносной толщи Шорагбюра. Сборник научных трудов Ереванского политехнического института, № 8, 1954.
2. *Амроян А. Е.* Ереванский соленосный бассейн. Труды. Арм. геол. упр., № 1, 1937.
3. *Асратян В. П.* Основные литолого-петрографические черты флишевых отложений Приереванского района. Отдельный оттиск научных трудов Ереванского Гос. унив. (серия геолог.), том XXXVIII, 1952.
4. *Асратян В. П.* Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена приереванского района. Ереванский гос. унив. (серия геолог.), том 52, 1955.
5. *Асратян В. П.* Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. Ер. гос. унив. (серия геолог.), том 59, 1957.
6. *Габриелян А. А.* Третичные отложения Котайского района, АрмССР (стратиграфический очерк). Изд. АН АрмССР, 1947.
7. *Гаспарян И. Г. и Адамян А. А.* Краткая минералогическая характеристика глинисто-песчаниковой толщи Шорагбюрской антиклинали. Отд. оттиск из „Известий“ АН АрмССР, том III, № 2, 1950.
8. *Джафаров А. А.* Минералогическая характеристика горных пород соленосной толщи Приереванского района. Труды Арм. геол. упр., № 1, 1957.
9. *Радопуло Л. М.* Новые данные по сармату Армении. От. оттиск из „Докладов“ АН АрмССР, № 2, 1949.

Почти все исследованные образцы находились в воздушно-сухом состоянии, т. е. определения плотности выполнялись не сразу после взятия образца из обнажений или после извлечения керна, а после его длительного хранения, в результате чего породы теряли присущую им первоначальную влажность. Для определения степени влияния влажности на плотность мы воспользовались результатами определений плотности песчаников и глин третичного возраста вслед за бурением скважин и после двухмесячного хранения в летнее время. В песчаниках плотность уменьшается в среднем на $0,11 \text{ г/см}^3$, а в глинах — $0,07 \text{ г/см}^3$. Для образцов пород, взятых из обнажений, уменьшение плотности характеризуется меньшей величиной — порядка $0,07 \text{ г/см}^3$ для песчаников и $0,05 \text{ г/см}^3$ для глин. Для наглядности нами был составлен график зависимости уменьшения плотности при хранении керна ($\Delta\sigma$) от значения плотности (σ) для песчаных пород третичного возраста. Из графика (фиг. 1) видно, что имеется

ГРАФИК ЗАВИСИМОСТИ $\Delta\sigma$ ОТ σ 

Фиг. 1.

линейная зависимость изменения плотности от величины самой плотности, причем изменения плотности тем меньше, чем выше плотность. Такая зависимость, как уже отмечалось в литературе, вполне понятна, поскольку плотность осадочных отложений зависит главным образом от их пористости, а последняя определяет количество воды, которое может содержать порода в естественных условиях залегания

и которая испаряется при хранении керна в летнее время.

Как видно из данных таблицы, средняя плотность пород нижнего палеозоя-докембрия по данным 348 определений равна $2,72 \text{ г/см}^3$ с крайними отклонениями $2,36—3,15 \text{ г/см}^3$. Внутри этой толщи отмечается дифференциация плотности порядка $0,16—0,33$. Помимо распространенных сланцев и кварцитов с плотностью $2,71 \text{ г/см}^3$ встречаются толщи гнейсов и мраморов с плотностью $2,61—2,67 \text{ г/см}^3$, амфиболитов с плотностью $2,94 \text{ г/см}^3$.

Сравнивая плотности пород девона, карбоната, перми и триаса между собой, видим, что их плотности очень близки по величине, разница составляет величину порядка $0,02—0,03$, которая находится в пределах точности определений плотности. Средняя плотность всех пород палеозоя и триаса, с учетом удельной мощности отдельных стратиграфических горизонтов, равна $2,63 \text{ г/см}^3$. Это показывает, что учет удельной мощности в данном случае не вносит изменений в соотношение плотностей.

Юра в основном представлена породами вулканогенной фации, средняя плотность которых по 300 определениям составляет $2,67 \text{ г/см}^3$ с крайними значениями $2,11$ и $3,29 \text{ г/см}^3$. Внутри пород юры наблю-

дается дифференциация плотности порядка 0,17, получающаяся при сравнении среднего значения плотности интрузивных и дайковых пород со средней плотностью порфирита.

Породы мелового возраста представлены вулканогенными и осадочными отложениями. Средняя плотность всех пород мелового возраста вместе взятых, по данным 371 определений, равна $2,56 \text{ г/см}^3$ с крайними отклонениями $2,14\text{—}3,01 \text{ г/см}^3$. Плотности пород песчано-глинистых образований мелового возраста в юго-восточной части Араратской котловины очень близки по величине. Действительно, образцы, взятые из Ераноса, имеют плотности $2,47 \text{ г/см}^3$, Боз-Буруна — $2,46 \text{ г/см}^3$, Кётуза — $2,48 \text{ г/см}^3$, что приводит к мысли о сходности геологических условий этих отложений. Средняя плотность песчано-глинистых образований того же возраста в районе Ахта составляет $2,60 \text{ г/см}^3$.

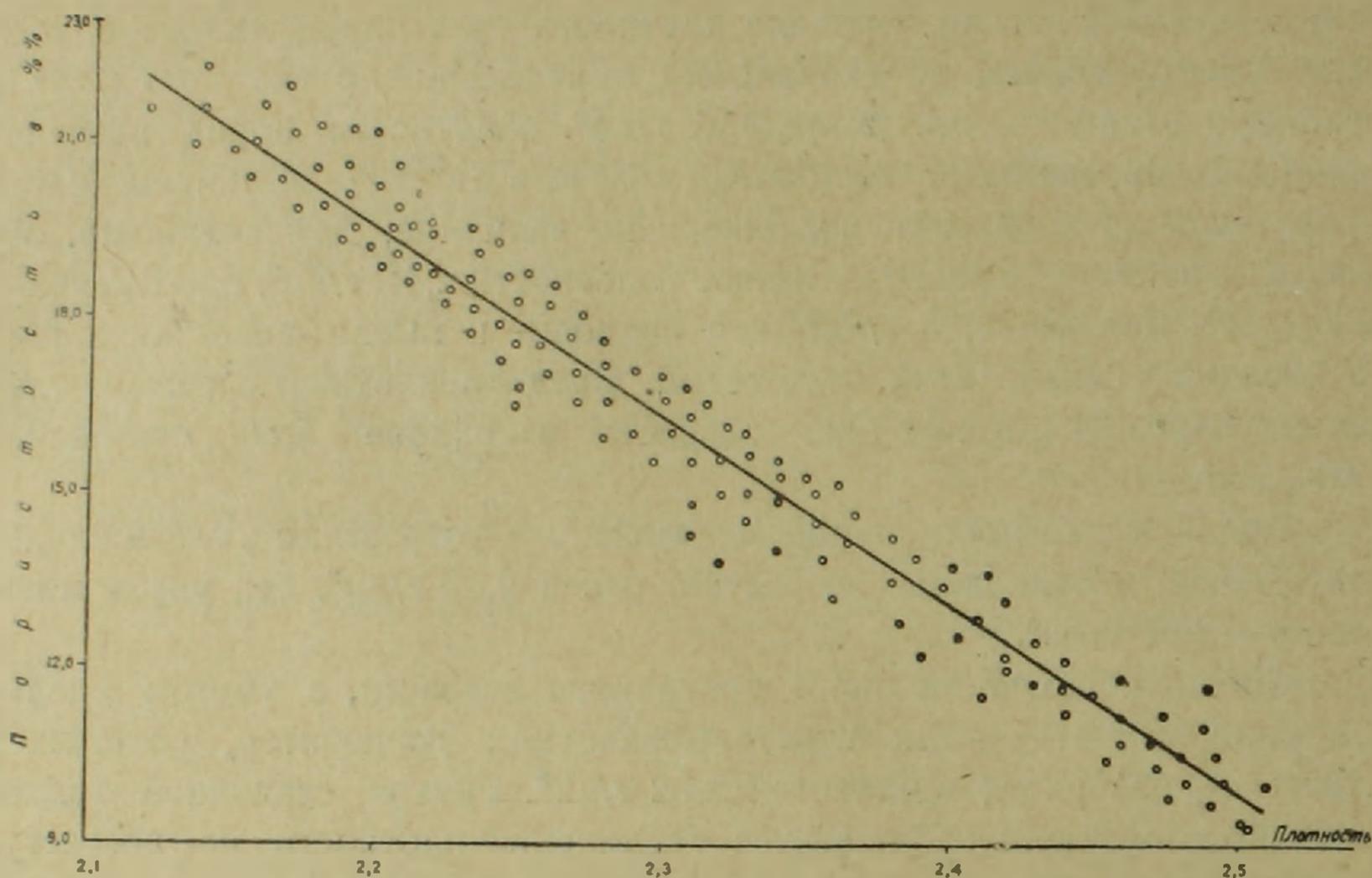
Средняя плотность пород мезозойского возраста, с учетом удельной мощности отдельных возрастов, равна $2,62 \text{ г/см}^3$, без учета мощностей — $2,64 \text{ г/см}^3$.

Средняя плотность пород третичного возраста, с учетом удельной мощности отдельных стратиграфических горизонтов, составляет $2,29 \text{ г/см}^3$, без учета мощностей $2,32 \text{ г/см}^3$. Внутри осадочной толщи третичного возраста наблюдается увеличение плотности по возрасту. Действительно, средняя плотность всех пород эоцена, по данным 222 определений, равна $2,48 \text{ г/см}^3$, олигоцена — $2,26 \text{ г/см}^3$ (по 144 определениям), миоцена — $2,18 \text{ г/см}^3$ (по 525 определениям). Плотность пород третичного возраста варьирует в широких пределах — от $1,38$ до $2,85 \text{ г/см}^3$. Наименьшему колебанию подвержена плотность плиоцена с крайними изменениями — от $2,14$ до $2,84 \text{ г/см}^3$. Наибольшим колебанием плотности отличаются породы миоцена и олигоцена, дающие крайние пределы — от $1,38$ до $2,85$ и от $1,45$ до $2,82 \text{ г/см}^3$ соответственно.

Песчаники миоцена имеют среднюю пористость — $16,0\%$ (по 133 образцам). График зависимости плотности от пористости песчанистых пород миоцена приведен на фигуре 2, который показывает, что между плотностью и пористостью существует линейная зависимость. Изменение пористости на 1% приводит к изменению плотности примерно на $0,03 \text{ г/см}^3$. Следует отметить, что такая закономерность является общей для осадочных пород любого возраста и любого геологического района.

Четвертичные отложения представлены разнообразными озерно-речными наносами, лавовыми потоками, туфами и лавово-шлаковыми скоплениями. Средняя плотность пород четвертичного возраста, по данным 350 определений, составляет $1,77 \text{ г/см}^3$ с крайними отклонениями — $1,06\text{—}2,56 \text{ г/см}^3$. Внутри этих пород существует дифференциация плотности. Андезито-базальты имеют плотность $2,36 \text{ г/см}^3$, т. е. на $0,59 \text{ г/см}^3$ больше средней плотности всей толщи.

ГРАФИК
ЗАВИСИМОСТИ ПЛОТНОСТИ ПЕСЧАНИСТЫХ
ПОРОД МИОЦЕНА ОТ ПОРИСТОСТИ



Фиг. 2.

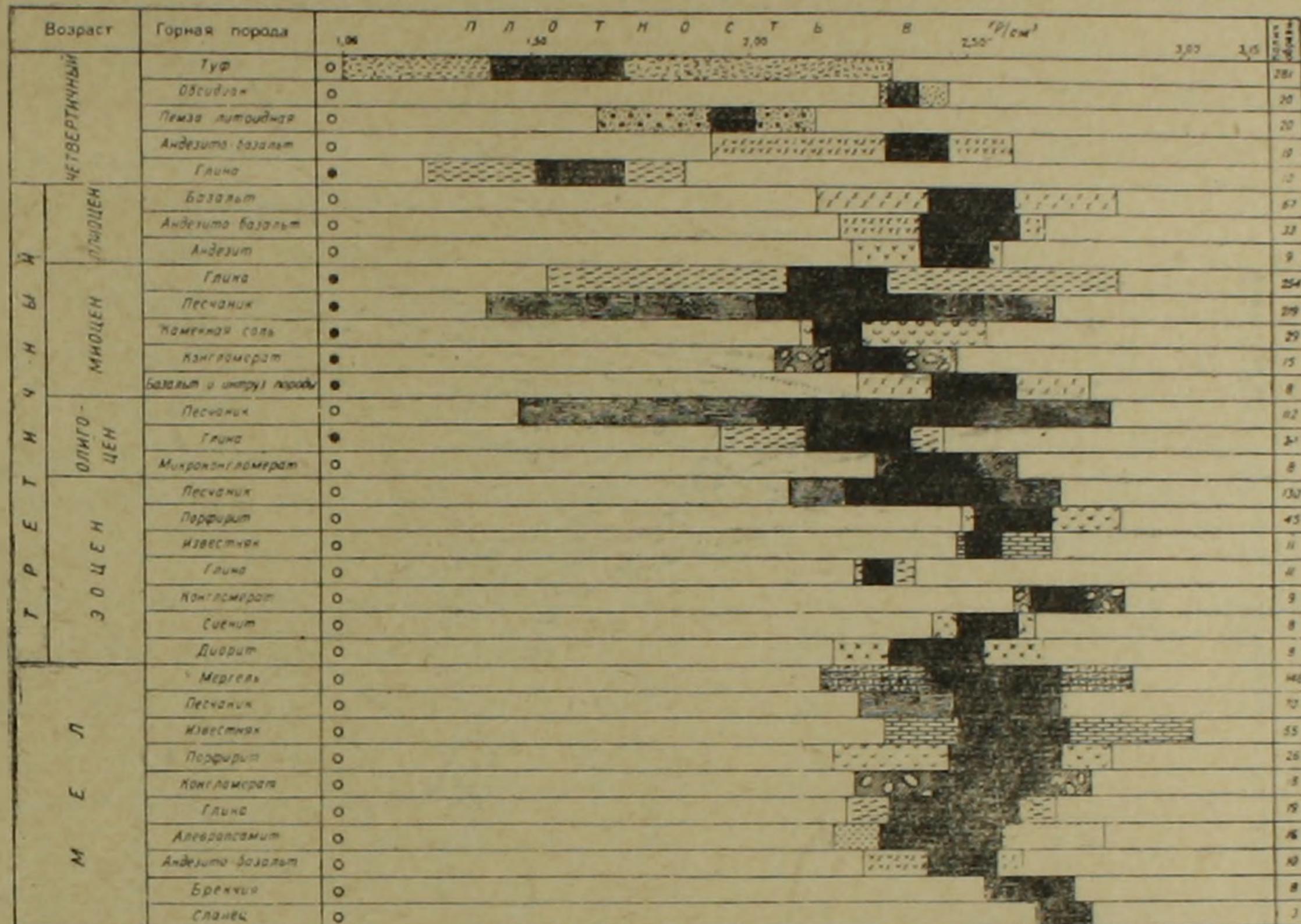
Для характеристики изменения плотности горных пород в зависимости от возраста и литологии, а также для сопоставления их между собой, приводится диаграмма плотности горных пород Араратской котловины и сопредельных с ней районов Армянской ССР (фиг. 3). На ней показаны интервалы изменения плотности по поверхностным образцам, по образцам из кернов скважин и наиболее вероятные значения плотности. Диаграмма свидетельствует о значительных колебаниях плотности горных пород, как в пределах отдельных стратиграфических горизонтов, так и в пределах отдельных свит. Не все границы раздела плотностей совпадают со стратиграфическими горизонтами, некоторые из них проходят внутри толщ этих горизонтов, например, эффузивные и интрузивные породы четвертичного и третичного возрастов, отдельные толщи осадков третичного, мелового и других возрастов. Однако, как уже указывалось, мощность этих толщ невелика и их влияние на среднюю плотность отдельных стратиграфических горизонтов несущественно. Несмотря на это из графика видно, что достаточно отчетливо наблюдается увеличение плотности при переходе к более древним отложениям, причем заметнее всего это сказывается для сравнительно молодых отложений.

Из вариационных кривых плотности горных пород Армении (фиг. 4) видно, что: 1) плотность пород варьирует в очень широких пределах — от $1,4 \text{ г/см}^3$ до $3,2 \text{ г/см}^3$. Причем наибольшим колебанием

ДИАГРАММА ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ С НЕЙ РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
АН АРМЯНСКОЙ ССР

Составил Ш. С. ОГАНИСЯН
ЕРЕВАН - 1955

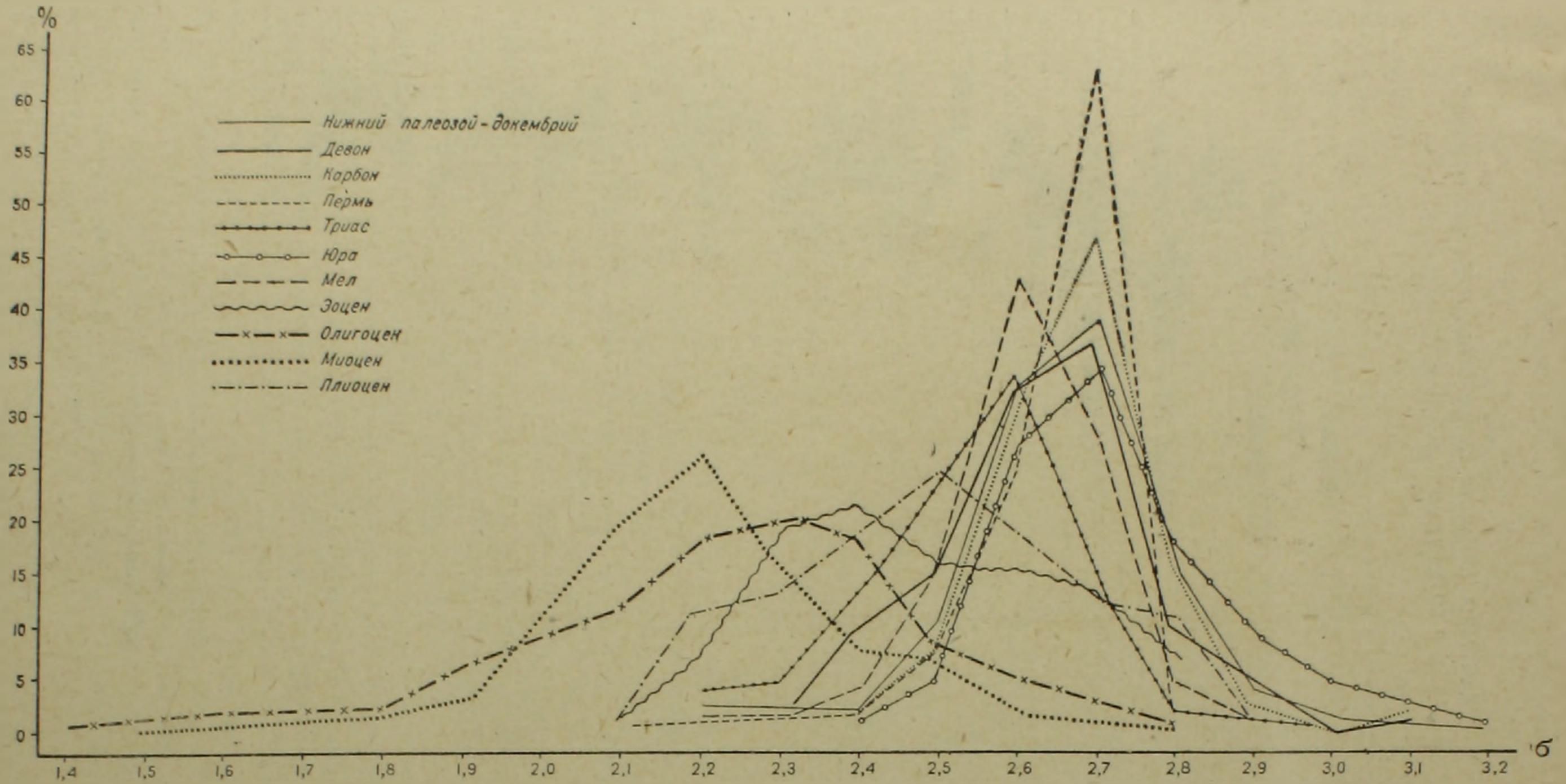


Т Р И А С	Песчаная	●	
	Сланцы глинистые	●	
	Известняк	○	
	Сланцы известняковые	●	
	Архиповит	○	
П Е Р М Ь	Известняк	○	
	Сланцы	○	
П А Р Б О Н	Известняк	○	
	Кварцит	○	
	Песчаная	○	
	Сланцы глинистые	○	
	Порфирит	○	
Д Е В О Н	Известняк	○	
	Кварцит	○	
	Песчаная	○	
	Сланцы глинистые	○	
	Мергельные сланцы	○	
	Диабаз	○	
Н И Ж Н И П А Л Е О З О Й И Д О Л Е М Б Р И Й	Мелкозернистый кварц	○	
	Кварцит	○	
	Роговик	○	
	Порфирит	○	
	Долитовые сланцы	○	
	Гнейс	○	
	Амфиболит	○	
	Гранит	○	

- Интервал изменения плотности по повсеместным образцам
- Интервал изменения плотности по образцам керне скважин
- Наиболее достоверные значения плотности

Фиг. 3.

ВАРИАЦИОННЫЕ КРИВЫЕ ПЛОТНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ



Фиг. 4.

плотности отличаются породы миоцена и олигоцена, дающие крайние пределы — от $1,5 \text{ г/см}^3$ до $2,84 \text{ г/см}^3$ и от $1,4 \text{ г/см}^3$ до $2,82 \text{ г/см}^3$ соответственно. Сравнительно меньшему колебанию подвержены плотности пород мезозойского, средне-верхне-палеозойского и нижне-палеозойского-докембрийского возрастов — от $2,2 \text{ г/см}^3$ до $3,2 \text{ г/см}^3$; 2) преобладающие значения плотности лежат в интервале от $2,0 \text{ г/см}^3$ до $2,8 \text{ г/см}^3$; 3) основные плотностные границы раздела находятся между третичными и средне-верхнепалеозойскими отложениями, с одной стороны, и между третичными и нижнепалеозойскими и докембрийскими, с другой.

В результате всего сказанного мы приходим к следующим заключениям:

1. Имеется четкая дифференциация по плотности пород в пределах отдельных стратиграфических систем, с общим увеличением плотности при переходе к более древним отложениям. Причем заметнее всего это сказывается для сравнительно молодых отложений. Сопоставление плотности пород четвертичного возраста ($1,77 \text{ г/см}^3$) с плотностями пород третичного ($2,29 \text{ г/см}^3$), мезозойского ($2,60 \text{ г/см}^3$), средне-верхнепалеозойского ($2,63 \text{ г/см}^3$) и нижнепалеозойского-докембрийского ($2,72 \text{ г/см}^3$) возрастов указывает, что между ними существует разница плотностей, соответственно равная $0,52$, $0,83$, $0,86$, $0,95 \text{ г/см}^3$.

2. Основные плотностные границы раздела находятся между третичными и средне-верхнепалеозойскими отложениями, с одной стороны, и между третичными и нижнепалеозойскими и докембрийскими, с другой.

3. Увеличение плотности при переходе к более древним отложениям наблюдается не только в пределах отдельных стратиграфических систем, но и отдельных литологических разностей. Например, песчаники миоцена имеют среднюю плотность $2,17 \text{ г/см}^3$, олигоцена — $2,26 \text{ г/см}^3$, эоцена — $2,39 \text{ г/см}^3$, мела — $2,56 \text{ г/см}^3$, триаса — $2,60 \text{ г/см}^3$, карбона — $2,62 \text{ г/см}^3$, девона — $2,60 \text{ г/см}^3$.

4. Достаточно отчетливо наблюдается увеличение плотности с глубиной в пределах отложений одного и того же возраста. График (фиг. 5)



Фиг. 5.

свидетельствует об увеличении плотности песчано-глинистых пород миоценового возраста с глубиной.

5. Изменение плотности имеет место не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях в пределах одной и той же толщи, где оно обусловлено геологическими условиями осадконакопления и последующими тектоническими процессами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14 VI 1957

Ե. Ս. ՀՈՎՀԱՆՆԻՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԼԵՌՆԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ԽՏՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայաստանի տարբեր շրջանների ապարների մերկացումներից և հորատանցքերից վերցրած 3376 նմուշների ուսումնասիրության հիման վրա հեղինակը հանգել է հետևյալ եզրակացություններին՝

1. Առանձին ստրատիգրաֆիական սիստեմների սահմաններում գոյություն ունի ապարների խտությունների պարզորոշ դիֆերենցիացիա: Բացի դրանից, ըստ հասակի երիտասարդ նստվածքային ապարներից դեպի ավելի հին ապարներն անցնելիս նկատվում է խտությունների ընդհանուր աճ, որը ամենից լավ է արտահայտվում համեմատաբար երիտասարդ (չորրորդական և երրորդական դարաշրջանի) նստվածքների համար:

Չորրորդական հասակի ապարների խտության ($1,77 \text{ գր/սմ}^3$) համեմատությունը երրորդական ($2,29 \text{ գր/սմ}^3$), մեզոզոյան ($2,60 \text{ գր/սմ}^3$) միջին վերին պալեոզոյան ($2,63 \text{ գր/սմ}^3$) և ստորին պալեոզոյան-մինչքեմբրյան ($2,72 \text{ գր/սմ}^3$) հասակների ապարների խտությունների հետ ցույց է տալիս, որ նրանց միջև գոյություն ունի համապատասխանաբար հավասար՝ $0,52, 0,83, 0,86, 0,95 \text{ գր/սմ}^3$ խտությունների տարբերություն:

2. Խտությունների տարբերության հիմնական սահմանները գտնվում են, մի կողմից երրորդական և միջին-վերին պալեոզոյան նստվածքների, մյուս կողմից՝ երրորդական և ստորին-պալեոզոյան-մինչքեմբրյան նստվածքների միջև:

3. Ավելի հին նստվածքներին անցնելիս խտության աճ նկատվում է ոչ միայն առանձին ստրատիգրաֆիական սիստեմների սահմաններում, այլև առանձին լիթոլոգիական տարբերակներում: Օրինակ՝ տարբեր հասակի ավազաքարերի միջին խտությունը հետևյալն է միոցոն՝ $2,17 \text{ գր/սմ}^3$, օլիգոցեն՝ $2,26 \text{ գր/սմ}^3$ տրիաս՝ $2,60 \text{ գր/սմ}^3$, կարբոն՝ $2,62 \text{ գր/սմ}^3$, դեվոն $2,60 \text{ գր/սմ}^3$:

4. Նույն հասակի նստվածքների սահմաններում պարզորոշ կերպով դիտվում է խտությունների մեծացում ըստ խտության (գծադիր № 5):

5. Նույն շերտախմբի սահմաններում խտության փոփոխություն տեղի ունի ոչ միայն ուղղահայաց, այլև հորիզոնական ուղղություններով, որը պայմանավորված է նստվածքների կուտակման գեոլոգիական պայմաններով և հետագա տեկտոնական պրոցեսներով:

С. Ш. САРКИСЯН

О ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТАНЗУТСКОГО СЕРНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Согласно тематических работ, проводящихся Отделом металлов Кавказского института минерального сырья (КИМС) по изучению серноколчеданных месторождений Кавказа, нами в сотрудничестве с В. И. Буадзе и Т. А. Чхартишвили велись исследования месторождений серного колчедана на территории Северного Кавказа и Закавказья. В настоящее время получен ряд новых данных и вырисовываются некоторые основные черты закономерностей распределения в пространстве и во времени этого типа минерального сырья. Результаты работ ныне находятся в процессе обработки и наиболее интересные выводы предполагается периодически опубликовывать.

Настоящее краткое сообщение имеет своей целью ознакомить читателей с некоторыми деталями, выявленными нами при изучении Танзутского месторождения.

Танзутское месторождение серного колчедана расположено в Кироваканском районе Армянской ССР в полосе развития вулканогенных образований эоценового возраста. Характерным элементом геологической обстановки рассматриваемого месторождения является наличие сравнительно крупной антиклинальной складки, слагающейся сильно измененными вулканогенными образованиями альбитофирового состава, вмещающими оруденение и перекрытыми более молодыми слабо измененными вулканогенными породами среднего (андезитового) состава.

Локализация колчеданного оруденения связывается с выделяемой нами зоной брекчированных альбитофиров, проходящей по направлению оси упомянутой антиклинальной структуры. Возможно, что это тектоническое нарушение второго порядка сопряжено с крупным Лермонтовским сбросом.

Среди гидротермально сильно измененных пород рудовмещающей толщи в отдельных местах выделяются линзообразные мелкие тела, залегающие согласно со слоистостью альбитофировых пород. Сильные гидротермальные изменения этих тел, отличающихся от вмещающих пород значительно большей твердостью, затушевывают первичный характер их. Однако, наличие реликтовых структур и типичных порфировых вкрапленников эффузивного кварца указывает на принад-

лежность их к кварцевым порфирам (или кварцевым альбитофирам). Необходимо отметить, что аналогичных пород в перекрывающей толще не встречено.

Рассматривая геологические особенности Танзутского месторождения, можно видеть, что основные черты его позволяют отнести это месторождение к колчеданному типу, к колчеданной формации, (по терминологии А. Н. Заварицкого) или к „семейству“ колчеданных руд [8].

В структурном отношении в рудах преобладающей является колломорфная разновидность агрегатов пирита. Изредка проявляется порфировая структура, обусловленная наличием отдельных сравнительно крупных кристаллов пирита кубического габитуса, погруженных в основную мелкозернистую массу колломорфного дисульфида железа. Зональность роста зерен пирита либо не проявляются вовсе, либо выражена крайне слабо.

В отдельных случаях проявляется полосчатая текстура руд, обусловленная проникновением рудоносных растворов по направлениям слоистости тонко разлистованных пород.

Граница между густовкрапленными (массивными) и вкрапленными—резкая, причем размеры индивидов пирита во вкрапленных рудах крупнее, чем в массивных разновидностях.

В настоящей статье мы рассматриваем интересную деталь, обнаружение которой в пределах гидротермально измененных пород Танзутского месторождения приводит новые доводы в пользу гидротермальной природы так называемого стебельчатого кварца, генезис которого часто объясняется наличием регионального динамометаморфизма.

О. Мюгге рассматривает стебельчатую структуру кварца, как результат роста в стесненных условиях при выполнении пустот (А. И. Игумнов).

А. Н. Заварицкий [5, 6] рассматривает стебельчатый кварц как образование, возникшее при стрессе в тенях давления около кристаллов: „... как около всякого более прочного включения, давление в окружающей массе будет распределяться неравномерно и в направлении простирания сланцеватости, т. е. перпендикулярно к направлению давления, около включения, получатся „тени давления“. Здесь давление будет понижено, а потому эти участки окажутся местами, где кристаллизация метаморфических минералов при их переотложении станет происходить более интенсивно. Возникнут „хвосты“ метаморфических (разрядка моя—С. С.) минералов“. При этом А. Н. Заварицкий считал, что материал для образования стебельчатого кварца берется из самой породы, подвергающейся региональному динамометаморфизму. Аналогичного же мнения придерживается и Т. Н. Шадлун в своей докторской диссертации.

А. В. Пэк [8] считает возможным связывать образование стебельчатого кварца с замещением последним ранее образовавшегося

хлорита. Как будет видно ниже, подобное предположение отпадает.

Сторонником метаморфического происхождения стебельчатого кварца является и Л. И. Салоп [10].

А. И. Игумнов приходит к выводу о первичном характере стебельчатой структуры кварца, возникшей в результате кристаллизации из геля, когда основная масса последнего находилась еще в вязком состоянии.

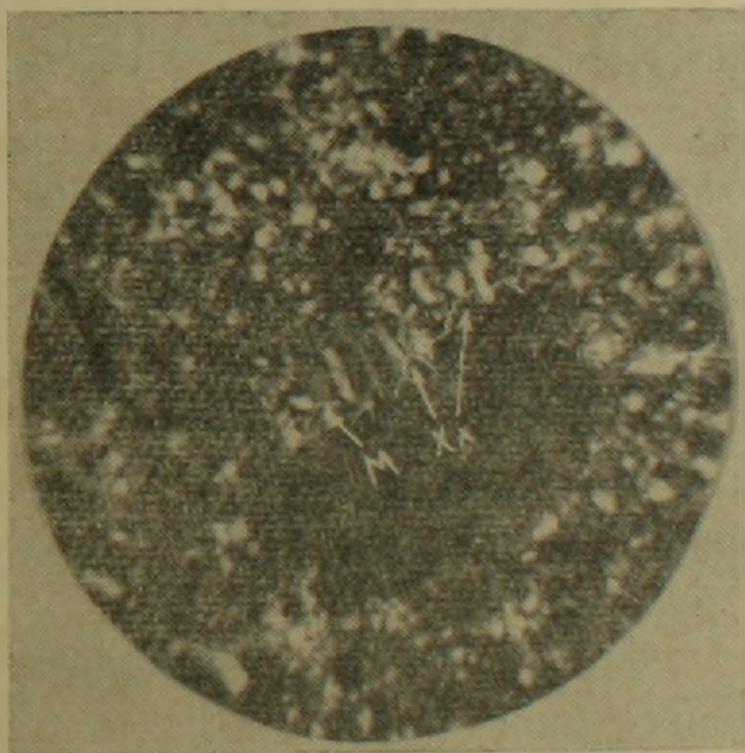
А. В. Горох [4] на основании детального исследования подобных образований приводит убедительные доказательства в пользу гидротермального, но никак не метаморфического генезиса стебельчатого кварца.

В самое последнее время аналогичный вывод сделан сотрудником КИМС В. И. Буадзе [2], изучающим Худесское месторождение на Северном Кавказе, где среди гидротермально измененных, импрегнированных пиритом вулканогенных пород нижнего карбона стебельчатый кварц нарастает на все грани кубиков пирита.

Обнаруженные нами факты, излагаемые ниже, позволяют еще раз подтвердить взгляды отмеченных исследователей (О. Мюгге, А. И. Игумнова и др.) на природу стебельчатого кварца на примере молодого, не испытавшего регионального метаморфизма Танзутского месторождения.

Порода, среди которой обнаружены нами кристаллы пирита с нарастающими на их гранях стебельками кварца, слагается агрегатом железисто-серого кварца с серицитом (частично — мусковитом), хлоритом, незначительным количеством пелитового вещества и вкрапленниками пирита кубического габитуса (фиг. 1, 2, 3 и 4). Слабым развитием пользуется лимонитизация. Таким образом, рассматриваемая порода представляет собой типичный гидротермалит [11] без следов первичной структуры.

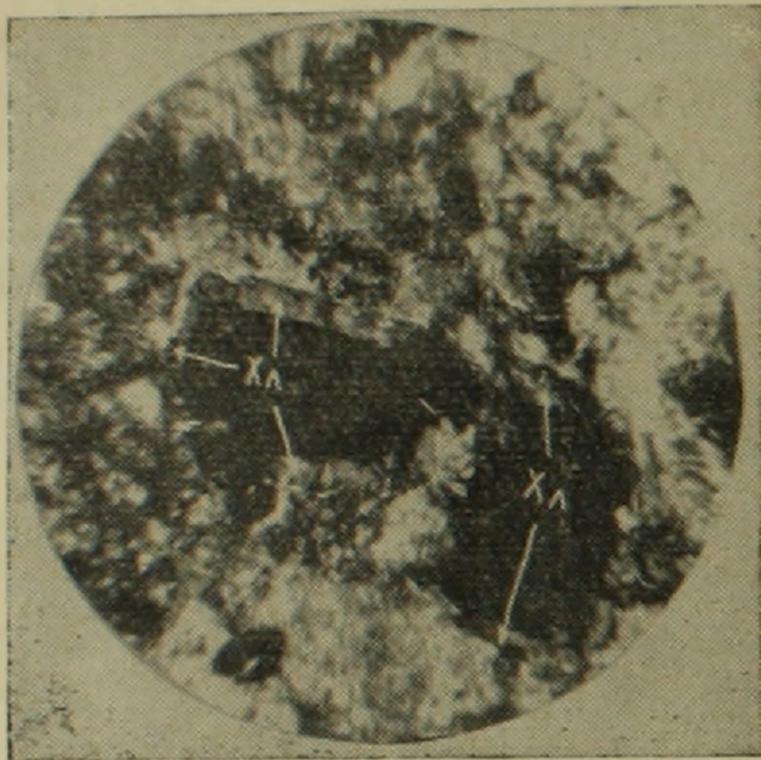
В целом порода характеризуется равномерным распределением главных составляющих — кварца и серицита. Однако, выделяются участки, в которых тот или иной минерал количественно преобладает. Отдельные изолированные выделения кварца, совершенно свободного от примесей, характеризуются тонкозернистым сложением, роговиковой структурой и изометричными формами.



Фиг. 1. Замещение стебельчатого кварца хлоритом. В центре — сросток двух зерен пирита. Ник. +, Ув. 60 х.

Напротив, участки, сложенные мутным и более крупнозернистым кварцем, богаты серицитом. Наконец, третья разновидность отличается расплывчатыми контурами индивидов кварца и исключительным богатством серицитом. Здесь же большим развитием пользуются гидроокислы железа.

В породе отмечаются отдельные тонкие жилки, заполненные хлоритом в ассоциации с единичными чешуйками серицита. Отдельные лейсты обоих минералов ориентированы по направлению мощности прожилков.



Фиг. 2. Обрастание зерен пирита хлоритом, почти полностью замещившим стебельчатый кварц. Ник. +, Ув. 60 х. Стрелками указаны уцелевшие от замещения стебельки кварца.

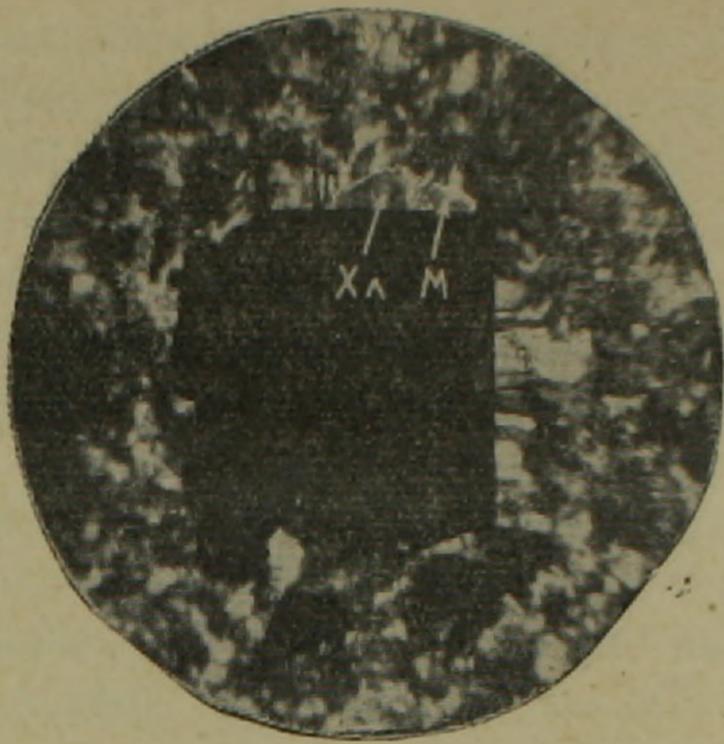
Многочисленные метакристаллы пирита кубического облика расположены по всей массе породы за исключением участков развития тонкозернистого кварца. Иногда пирит встречается в виде сростков двух (фиг. 1) и более кристаллов.

Интересны взаимоотношения отдельных второстепенных минералов—пирита, стебельчатого кварца, хлорита и мусковита. Весьма характерной является тесная пространственная ассоциация этих минералов, указывающая, по всей вероятности, на близкое во времени их образование и некоторую обособленность от формирования гидротермально измененных пород—серицитовых кварцитов.

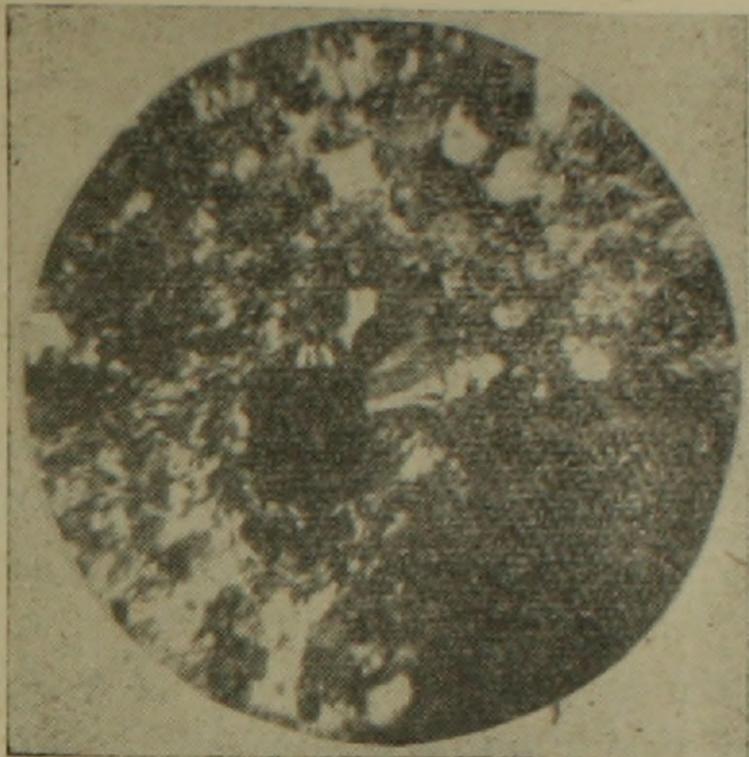
Отмечается, что хлорит обрастает кубики пирита (фиг. 2), располагаясь направлением своих чушек согласно граням пирита. Хлорит бесцветен, плеохроирует до бледнозеленого; плеохроизм слабый, местами почти незаметен.

Мусковит развивается, как правило, по хлориту (фиг. 1, 2 и 3), причем процесс замещения начинается от границы срастания хлорита с пиритом.

Стебельчатый кварц ориентирован, как правило, перпендикулярно граням пирита (фиг. 1, 2, 3 и 4), нарастая на последний независимо от его ориентировки. Иногда наблюдается веерообразное расположение стебельков кварца, однако и в этом случае основания стебельков кварца проявляют тенденцию к перпендикулярности по отношению к грани пирита, благодаря чему отдельные стебельки отличаются изогнутостью (фиг. 4). Подобное расположение кристаллических индивидов Д. П. Григорьевым [3] объясняется ориентирующим влиянием граней субстрата.



Фиг. 3. Нарастание стебельчатого кварца на кубический кристалл пирита. Видно замещение стебельчатого кварца хлоритом, проявляющим реликты стебельчатой структуры. Хлорит частично замещен мусковитом. Ник. +, Ув. 60 х.



Фиг. 4. Веерообразное расположение стебельков кварца на кристалле пирита. Ник. +, Ув. 40 х.

В случаях совместного нахождения пирита, мусковита, хлорита и стебельчатого кварца (фиг. 1 и 3), смена их идет по направлению от пирита в следующей последовательности:

пирит → мусковит → хлорит → стебельчатый кварц.

Как было отмечено, мусковит развивается по хлориту. Что же касается кварца, то он корродируется и замещается хлоритом, который иногда проникает по границам срастания отдельных стебельков кварца.

На основании приведенных фактов можно предположить, что процесс изменения породы начался с окварцевания ее. Затем следовало выделение основной массы серицита; при этом параллельно происходило растворение* и переотложение ранее образованного кварца с сохранением реликтов последнего в виде изолированных участков с роговиковой структурой. Далее шло выделение пирита в кварцево-серицитовой породе, обусловленное привнесом ионов серы, связывавшейся с ионами железа, освобождавшимися при разложении железосодержащих алюмосиликатов (?). Этот пирит, очевидно, не связан во времени (и генетически!) с основным сульфидом рудных тел месторождения.

Позднее на грани пирита нарастал стебельчатый кварц, образование которого сменилось выделением хлорита, проникающего по границам срастания пирита с кварцем, а также по границам отдельных стебельков последнего, замещая его.

Выделение серицита происходило, по всей вероятности, в течение всего процесса и продолжалось после образования хлорита. На

* Известно, что кварц сравнительно легко растворим в щелочной среде. Показателем же таковой является широкое развитие серицита.

непрекращающийся процесс отложения серицита указывает нахождение в отдельных стебельках кварца единичных мелких чешуек серицита, а также сонахождение серицита с хлоритом в жилках. Возникновение хлорита, очевидно, связано с временным уменьшением роли калия в метаморфизирующем растворе и компенсацией его ионами магния. В дальнейшем концентрация калия возросла и проявилось замещение хлорита мусковитом (фиг. 1 и 3), с образованием частичных и полных псевдоморфоз мусковита по хлориту.

Таким образом, на основании всего вышензложенного, можно сделать следующие основные выводы:

1. На Танзутском месторождении процессу рудообразования предшествовала интенсивная гидротермальная переработка эффузивных пород эоцена (юры?).

2. Кварц представлен двумя главными генерациями—а) первично гидротермальный чистый кварц и кварц мутный, перекристаллизованный и б) стебельчатый кварц. Обе эти разновидности являются, несомненно, гидротермальными; стебельчатый кварц ни в какой мере не может быть метаморфическим минералом.

3. Последовательность минералообразования в процессе гидротермальных изменений, предшествовавших рудоотложению, вырисовывается в следующем порядке:

окварцевание → серицитизация → пиритизация → возникновение стебельчатого кварца → образование хлорита → выделение мусковита.

Серицитизация представляется предположительной и, очевидно, не прекращающейся в течение всего процесса; лишь только изменялась ее интенсивность.

Кавказский институт
минерального сырья (КИМС)

Поступила 10 I 1958

Ս. Շ. ՍԱՐԿԻՅԱՆ

ՏԱՆԶՈՒՏԻ ՊՂՆԶԱԿՈՂՉԵԴԱՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՆԵՐՓԱԿՈՂ
ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սույն հոդվածում շարադրվում են Տանձուտի հանքավայրի ներփակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխությունների հետ կապված միներալների ուսումնասիրությունների արդյունքները:

Հիդրոթերմալ փոփոխված ներփակող ապարներում հեղինակին հաջողվել է հայտնաբերել պիրիտի խոշոր բյուրեղների կողերին ուղղահայաց աճող կվարցի ցողունանման ագրեգատներ: Նման առաջացումների առկայությունը փոփոխված ապարներում Ա. Ն. Չավարիցկին, Լ. Ի. Սալոպը և ուրիշները համարում են ապարների և հանքանյութերի վրա սեգրեցումը գինամոմետամորֆիզմի վերադրման արդյունք: Հետազոտողների մյուս մասը (Ա. Ի. Իզումնով, Ա. Վ. Գորոխ և ուրիշներ) ցողունանման կվարցը դասում են հիդրոթերմալ

ընդլծի առաջացումների շարքը: Վերջին տեսակետը հաստատվում է Կովկասի ծծմբակուլչեղանային հանքավայրերն ուսումնասիրող ՄՀԿԻ-ի (Միներալային հումքի Կովկասյան ինստիտուտ) աշխատակիցների հետազոտութլուններով:

Հեղինակին հաջողվել է նաև սահմանել Ճանձուտի հանքավայրի ներփակող ալբիտոֆիրային հաստվածքի հիդրոթերմալ մետամորֆիզմի հետ կապված միներալառաջացման հերթականութլուներ, որը ներկայացված է հետևյալ կերպ՝ կվարցացում → սերիցիտացում → պիրիտացում → ցողունանման կվարցի առաջացում → քլորիտացում → մուսկովիտի առաջացում:

Ակնհայտ է, որ ներփակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխութլունները նախորդել են հանքառաջացմանը:

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О минераграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
2. Буадзе В. И. О возможной роли метаморфизма при формировании стебельчатого кварца и линзондов яшм на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа (Худес, Бескес). Сб. автоаннотаций докладов сессии КИМС, посвященной 40-й годовщине Вел. Окт. соц. рев. Изд. КИМС, Тбилиси, 1957.
3. Григорьев Д. П. О генезисе минералов. Зап. Вс. минер. об-ва, вып. 1, 1947.
4. Горох В. А. О стебельчатом кварце. Тр. Горно-геол. ин-та Ур. Фил. АН СССР, вып. 26, Свердловск, 1955.
5. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.
6. Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Урала. Изд. АН СССР, М., 1950.
7. Игумнов А. И. О природе стебельчатого кварца и яшмовидных прослоев в колчеданных месторождениях Среднего и Южного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Ур. Фил. АН СССР, вып. 26, Свердловск, 1955.
8. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. Вс. мин. об-ва, вып. 4, 1950.
9. Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. Сб. „Колчеданные месторождения Урала“. Изд. АН СССР, М., 1950.
10. Салон Б. И. Метаморфизм рудных минералов в пиритизированных толщах северной части Байкальской горной области. Изв. АН. СССР, сер. геол., № 1, 1954.
11. Саркисян С. Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Изд. КИМС, Тбилиси, 1957.

А. Г. КАЗАРЯН

О БИОТИТИЗАЦИИ В ДАЙКАХ ОДИНИТОВ
 КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Каджаранского месторождения слагают интрузивные породы и в меньшей мере вулканогенно-осадочные отложения. Последние прорываются породами монцонитовой фазы (монцониты, сиенито-диориты, габбро, кв. диориты) и порфиroidными гранатами-гранодиоритами.

Основное кондиционное оруденение локализуется в породах монцонитовой фазы.

Породы монцонитового интрузива представляют собой темно-серые породы с среднезернистой, иногда крупнозернистой структурой. Под микроскопом структура монцонитовая, гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, пироксен; из вторичных—хлорит, серицит; акцессорные: апатит, сфен, рудный минерал.

Плагиоклаз представлен крупными сдвойникованными зернами, идиоморфными по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. В шлифах преобладают плагиоклазы среднего состава.

Калиевый полевой шпат образует аллотроморфные зерна.

Роговая обманка имеет зеленый цвет с плеохроизмом по N_g зеленый, N_p —бледно-розовый, $CN_g = 20^\circ$.

Пироксен представлен в небольших количествах и встречается не во всех шлифах, $CN_g = 41^\circ$, $N_g - N_p = 0,025$.

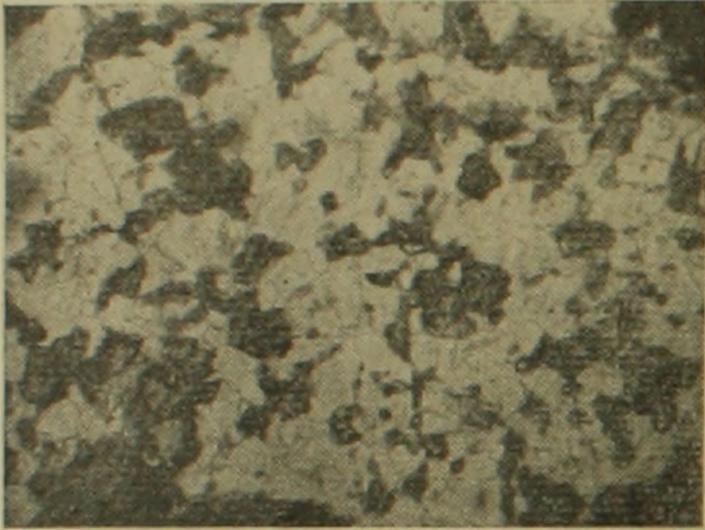
Биотит развит листочками, размеры которых колеблются от 0,2 мм до 1,5 см. Цвета плеохроизма: N_g' —бурый, N_m' —коричневый, N_p' —соломенно-желтый.

Средний количественно-минералогический состав монцонита следующий в %/о/о:

Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Биотит	Авгит+роговая обманка	Рудный минерал+ акцессори.	Сумма
51,33	22,22	16,86	5,79	3,81	100,00

Монцониты, сиенито-диориты, диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты дают постепенные переходы, неуловимые на глаз.

Вышеописанные породы прорваны дайками гранодиорит-порфиров. На месторождении имеют незначительное развитие дайки единитов, возрастные взаимоотношения их с гранодиорит-порфирами указывают на позднее образование первых.



Фиг. 1. Единит. Шлиф. Увел. 20х без анализатора.

Мощность даек единитов колеблется от 3—4 см до 2 м; они имеют СЗ близмеридиональное простирание с падением на ЮВ под крутым углом и быстро выклиниваются по простиранию.

Макроскопически единиты представляют собой серые, иногда темные породы с мелкозернистой структурой (фиг. 1). Под микроскопом структура неравнозернистая, местами порфировая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и биотитом.

Константы плагиоклаза, определенные на универсальном столике следующие:

№№ шлифов	До			Соотношение В и И	Закон двойникования	№ плагиоклаза
	N_g	N_m	N_p			
514(1)	23,5	67	86	В Д	010 альбитовый	48
514(2)	62,5	51,5	51	В Д	010 альбитовый	52
514(3)	29,5	63,5	78,5	В ⊥ Д	001 карлсбадский	51

Пироксен представлен авгитом.

$$CN_g = 44^\circ, 2v = +59, N_g - N_p = 0,024.$$

Роговая обманка зеленого цвета с $CN_g = 19^\circ, N_g - N_p = 0,021$. Местами наблюдается амфиболизация пироксена. Биотит представлен чешуйками, размеры которых доходят до 0,05 мм. Из аксессуарных минералов присутствуют: апатит в виде тонкопризматических мельчайших игл и гексагончиков и сфен. Рудный минерал представлен магнетитом, содержание последнего доходит до 6%.

Средний количественно-минералогический подсчет единита приводится ниже в ‰.

Компоненты	Плагиоклаз	Авгит	Роговая обманка	Биотит	Рудный минерал + аксессуар.	Сумма
Обр. 514	64,01	4,14	21,22	4,13	6,50	100,0

Оруденение на месторождении представлено прожилково-вкрапленным типом. На основе взаимопересечения различных по составу прожилков, характеризующихся определенной парагенетической ассо-

циацией минералов выделены следующие последовательные стадии минерализации:

1. Кварц ортоклазовая с сульфидами.
2. Кварц-молибденитовая.
3. Кварц-халькопиритовая.
4. Кварц-пиритовая.
5. Кварц-галенит-сфалеритовая.
6. Гипс-сульфидная.
7. Карбонатная.
8. Халцедоновая.

Вмещающие монцониты в различной степени изменены (каолинизированы, серицитизированы, хлоритизированы). В монцонитах отмечается определенная проявленность интенсивности процессов изменения в связи со стадиями минерализации. Кварц-ортоклазовые прожилки с сульфидами ни микроскопически, ни под микроскопом не несут следов каких-либо гидротермальных изменений. Вдоль кварц-молибденитовых прожилков наблюдается слабая серицитизация и хлоритизация, зачастую устанавливаемые лишь под микроскопом.

Монцониты, вмещающие кварц-халькопиритовые прожилки, серицитизированы, хлоритизированы с большой интенсивностью. Редко устанавливаются ореолы осветления вдоль названных прожилков (серицитизация, хлоритизация). В случае вкрапленного медного оруденения вмещающие породы подвергаются изменениям намного интенсивнее, чем близ прожилков.

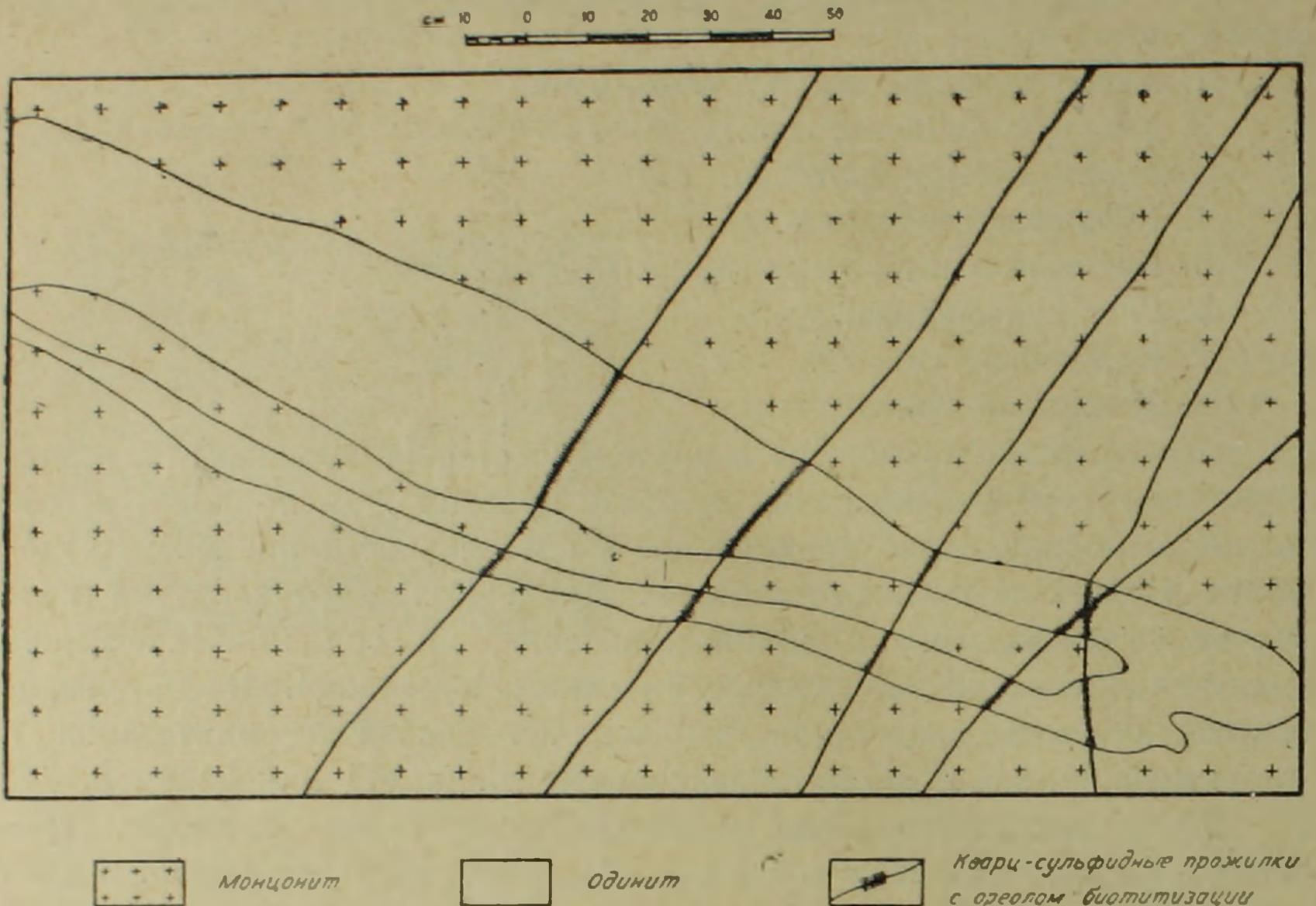
Пиритовые прожилки, незначительно содержащие кварц, как правило, всегда сопровождаются макроскопически видимой серицитовой оторочкой.

Кварц-галенит-сфалеритовые прожилки имеют весьма ограниченное распространение и в устанавливаемых случаях сопровождаются серицитизацией.

Близ гипс-сульфидных тел, имеющих локальное развитие, вмещающие породы свежи.

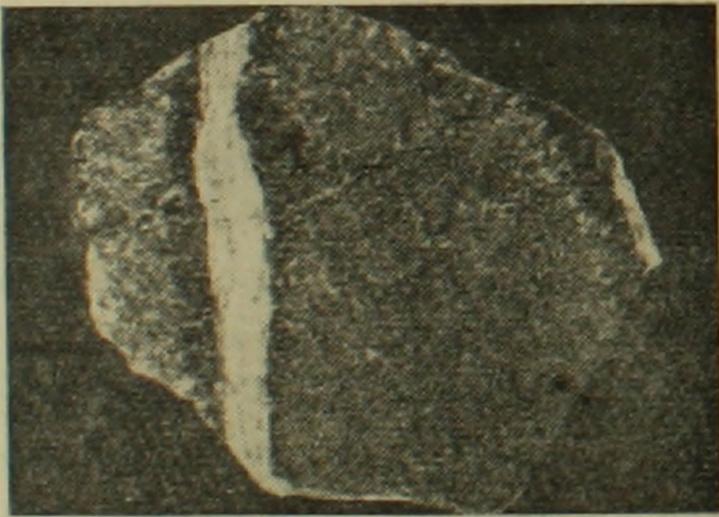
Карбонатные и халцедоновые прожилки не несут околожилльных изменений.

При переходе прожилков из монцонитов в единиты в последних наблюдается ореол биотитизации вдоль прожилков определенных составов: кварц-молибденитовых, кварц-халькопиритовых, кварц-пиритовых (фиг. 2, 3). Кварц-галенит-сфалеритовые прожилки в единитах не установлены. Кварц-ортоклазо-сульфидные, халцедоновые, карбонатные не сопровождаются ореолом биотитизации. Мощность биотитового ореола вдоль кварц-сульфидных прожилков колеблется от нескольких мм до 1 см, в зависимости от мощности прожилков. Структура породы из биотитового ореола под микроскопом неравнозернистая. Минералогический состав: биотит, плагиоклаз, мелкозернистый кварц, серицит, магнетит, апатит. Биотит представлен зернами с размерами до 0,5 мм. Биотит из ореолов различных по



Фиг. 2.

составу прожилков выявляет тождественные оптические свойства: $N_g - N_p = 0,045$. Плеохроизм по N_g' темнокоричневый, N_p' — светложелтый, N_m' — коричневый. Взаимоотношение биотита и плагиоклаза указывает на позднее происхождение биотита по отношению к плагиоклазу.



Фиг. 3. Ореол биотитизации близ кварц-молибденитового прожилка. Штуф $1/2$ натуральной величины.

Биотит явно замещает плагиоклаз, принимая в него в виде язычков. Кварц присутствует зернами незначительных размеров, тесно ассоциируясь с биотитом. Серицит развивается по плагиоклазу.

Образование ореола биотитизации вдоль кварц-сульфидных прожилков обусловлено повышенным содержанием железо-магнетизальных минералов в олигите по сравнению с монзонитами. Наряду с этим, повидимому, играла роль и мелкозернистая структура олигитов, где площадь соприкосновения растворов с окружающими зернами намного больше, чем в среднезернистых монзонитах.

Из вышеизложенного можно заключить, что:

1. Стадии минерализации сопровождаются околожилковыми изменениями, интенсивность проявления которых различна. Ранние ста-

дии минерализации несут слабые изменения, в средних—изменения выражены интенсивнее и поздние стадии не сопровождаются около-жильными изменениями.

2. Образование ореола биотитизация близ кварц-сульфидных прожилков при переходе их из монцонитов в единаты обусловлено повышенным содержанием темноцветных минералов в единитах по сравнению с монцонитами.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступило 10 II 1957

Հ. Դ. ՂԱԶԱՐՅԱՆ

ՔԱԶԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՕԴԻՆԻՏԱՅԻՆ ԴԱՅԿԱՆԵՐԻ
ԲԻՈՏԻՏԱՅՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ ֆ ո փ ու մ

Քաշարանի հանքային դաշտը կազմված է ինտրուզիվ և մասամբ հրա-
բխային ապարներից: Վերջիններս պատվում են մոնցոնիտային ֆազայի
ապարներով (մոնցոնիտներ, սիենիտո-դիորիտներ, գաբրոներ, կվարցային
դիորիտներ) և պորֆիրանման գրանոդիորիտներով: Հիմնական արդյունաբե-
րական հանքայնացումը գտնվում է մոնցոնիտային ապարների մեջ, որոնք
պատվում են գրանոդիորիտ-պորֆիրների դայկաներով: Հանքավայրում ան-
ըրշան տարածում ունեն նաև օդինիտային դայկաները:

Հանքայնացումը երակիկա-ներփակումային տիպի է: Միներալների
որոշակի պարագենետիկական ասոցիացիայով բնորոշվող տարբեր կազմու-
թյան երակիկների փոխադարձ հատման հիման վրա առանձնացվում են հան-
քայնացման հետևյալ հաջորդական ստադիաները.

1. Կվարց-օրթոկլազային (սուլֆիդների հետ).
2. Կվարց-մոլիբդենիտային.
3. Կվարց-խալկոպիրիտային.
4. Կվարց-պիրիտային.
5. Կվարց-գալենիտ-սֆալերիտային.
6. Գիպս-սուլֆիդային.
7. Կարբոնատային.
8. Պալցեդոնային:

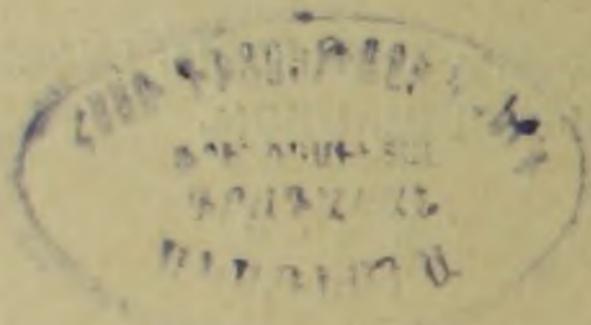
Հանք պարունակող մոնցոնիտները փոփոխված են և ենթարկված են
կառլինացման, սերիցիտացման, քլորիտացման: Մոնցոնիտներում դիտվում
է փոփոխման պրոցեսների ինտենսիվության որոշակի գրասերում կապված
հանքայնացման ստադիաների հետ:

Նկատվում է, որ կվարց-մոլիբդենիտային, կվարց-խալկոպիրիտային և
կվարց-պիրիտային երակիկները, որոնք մոնցոնիտներում ուղեկցվում են տար-
բեր ինտենսիվության սերիցիտացումով և քլորիտացումով, մոնցոնիտներից
անցնելով օդինիտների մեջ, ուղեկցվում են արդեն բիոտիտացման եզրագո-
լացումներով: Վերջիններս բացակայում են կվարց-օրթոկլազ-սուլֆիդային,
կարբոնատային և խալցեդոնային երակիկների մոտ մասերում:

Վերոհիշյալի հիման վրա կարելի է եզրակացնել, որ՝

1. Հանքայնացման ստադիաները ուղեկցվում են տարբեր ինտենսիվությամբ մոտերակալին փոփոխություններով: Հանքայնացման վաղ ստադիաները կրում են թույլ փոփոխություններ, միջին ստադիաները՝ ավելի ուժեղ, իսկ վերջին ստադիաները զուրկ են մոտերակալին փոփոխություններից:

2. Բիոտիտացման եզրագոյացման առաջացումը կվարց-սուլֆիդալին երակիկների մոտ վերջիններիս մոնցոնիտներից օդինիտների մեջ անցնելու ժամանակ պայմանավորված է մոնցոնիտների համեմատությամբ օդինիտներում մուգ միներալների ավելի բարձր պարունակությամբ:



ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Էջ

Հնեաբանութիւն

Ս. Ա. Բուբիկյան—Նրկանի ավազանի պալեոզենի օստրակոզները 3

Ստրատիգրաֆիա

Վ. Թ. Հակոբյան—Սվարանց և Տաթև գյուղերի շրջանի վերին կավճի ասլարների հասակի մասին 21

Միներալոգիա

Կ. Ա. Քարամյան—Դաստակերտի պղինձ-մոլիբդենային հանքավայրի հանքայնացման առանձնահատկութիւնները 31

Լիտոլոգիա

Ի. Գ. Դասսյարյան—Մերձերևանյան շրջանի երրորդական (նստվածքային) առաջացումների պետրոգրաֆո-միներալոգիական համառոտ բնութագրումը 47

Գեոմիզիկա

Շ. Ս. Հովհաննիսյան—Հայաստանի լեռնային ապարների խտութեան մասին 59

Գիտական ցուբեր

Ս. Շ. Սարգսյան—Տանձուտի պղնձակոլչեղանային հանքավայրի ներփակող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխութիւնների մասին 67

Հ. Գ. Ղազարյան—Քաջարանի հանքավայրի օդինիտային դայկաների բիոտիտացման մասին 75

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Палеонтология

С. А. Бубикян. Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна 3

Стратиграфия

В. Т. Акопян. О возрасте верхнемеловых образований района сс. Сваранц и Татев 21

Минералогия

К. А. Карамян. Особенности минерализации Дастакертского медно-молибденового месторождения 31

Литология

И. Г. Гаспарян. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района 47

Геофизика

Ш. С. Оганисян. О плотности горных пород Армении 59

Научные заметки

С. Ш. Саркисян. О гидротермальных изменениях вмещающих пород Танзутского серноколчеданного месторождения 67

А. Г. Қазарян. О биотитизации в дайках единитов Каджаранского месторождения 75