ՀՍՍՌ ԳԱ Երկրաբանական և աշխարհագրական գիտությունների սերիա

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

EARTH SCIENCES

ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԿՏԻԱ՝

Ա. Հ. Գաբրիելյան *(պատ. խմբագիր)*, Ա. Տ. Ասլանյան, Ա. Բ. Բաղդասարյան, Գ. Պ. Բաղդասարյան, Ն. Ի. Դոլուխանովա, Թ. Շ. Թադևոսյան, Է. Ա. Խաչատրյան *(խմբագրի տեղակալ)*, Ա. Հ. Մեսրոպյան, Ս. Ս. Մկրտչյան, Հ. Մ. Վանցյան, Ն. Գ. Մելիք-Մուրադյան *(պատ. քարտուղար)*, Ս. Մ. Այվազյան։

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. А. Габриелян (ответ. редактор), *А. Т. Асланян*, *А. Б. Багдасарян*, *Г. П. Багдасарян*, *Г. М. Ванцян*, *Н. И. Долуханова*, *А. И. Месропян*, *С. С. Мкртчян*, *Т. Ш. Татевосян*, *Э. А. Хачатурян* (зам. редактора), *Н. Г. Мелик-Мурадян* (отв. секретарь), *С. М. Айвазян*.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геолог. и географич. наукя

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

С. М. ГРИГОРЯН

НУММУЛИТЫ ИЗ ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕРЕВАНСКОГО БАССЕЙНА

В 4 *км* к В и ЮВ от г. Еревана в районе *сс.* Вохчаберт и Шорагбюр развиты песчано-глинистые отложения, составляющие Шорагбюрскую антиклинальную складку северо-восточного простирания.

Возраст этих отложений долгое время оставался спорным. Однако, за последнее десятилетие был собран большой фактический материал (нуммулиты, конхилиофауна, кораллы, мелкие фораминифе́ры и др.), однозначно датирующий нижне-среднеолигоценовый возраст отложений шорагбюрской свиты.

При определении возраста шорагбюрской свиты ведущая роль принадлежит фауне нуммулитов, среди которых различными исследователями (А. Н. Рябинин, А. А. Габриелян, И. В. Качарава) были определены *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* J. et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe.

Вместе с тем необходимо отметить, что указанная фауна нуммулитов, являющаяся столь важной для определения возраста вмещающих отложений, до сих пор не была детально описана и опубликована*.

Настоящая статья посвещена описанию указанных видов нуммулитов, собранных нами в 1956—59 гг. из разных горизонтов шорагбюрской свиты.

Из описанных видов *Nummulites vascus* и *N. intermedius* являются руководящими формами для олигоценовых отложений Альпийской зоны Евразии, а *N. incrassatus* встречается обычно в отложениях верхнего эоцена и олигоцена.

---

* Краткое описание *Nummulites vascus, N. intermedius* имеется только в рукописной работе А. Н. Рябинина „Нуммулиты Закавказья", 1938 г.

Отряд **NUMMULITIDA** Fursenko, 1959

Семейство *HUMMULITIDAE* CARPENTER, 1859.

Подсемейство **Nummulitinae** *Carpenter*, 1859.

Род *Nummulites* Lamarck, 1801.

Генотип *Camerina laevigata* Brugiere, 1801.

Nummulites incrassatus de la Harpe

1883. *Nummulites vasca* var. *incrassata* de la Harpe. De la Harpe (19, pl. VII, fig. 27, 28 (B)).
1883. *N. Boucheri* var. *incrassata* de la Harpe. De la Harpe. (19, pl. VII, fig 52—59 (A)).
1888. *N. Rosai* Tellini. Tellini (26. p. 186—189, pl. VIII, fig. 1—3 (B)).
1908. *N. Boucheri* var. *incrassata* de la Harpe. Heim (21, Taf. VI, fig. 1—3, 16, 20 (A)).
1911. *N. Rosai* Tellini. Boussac (13, p. 39, 69, pl. XVII, fig. 1—3 (A, B)).
1911. *N. incrassatus* de la Harpe (13, p. 32—34 (A, B)).
1936. *N. ramondiformis* de la Harpe. De la Harpe (20, p. 11—14 (pars) (A. B)).
1929. *N. ramondiformis* de la Harpe. Rozlozsnik (25, s. 185—186, Taf. III, fig. 8, 10, 20 (A, B)).
1931. *N. ramondiformis* de la Harpe. Bieda (8, s. 63, 64, 78, Tab. 11, fig. 4, 6, 10 (A, B)).
1933. *N. incrassatus* de la Harpe. Cizancourt (16, str. 750, Tab. XXXV, fig. 10—12 (A)).
1938. *N. ramondiformis* de la Harpe. Bieda (9, p. l. g. IX, 2 (A, B).
1949. *N. incrassatus* de la Harpe. Качарава И. В. (2, таб. II, фиг. 1, 2 (B)).
1949. N. *Boucheri* de la Harpe. Качарава И. В. (3, таб. VIII, фиг. 2 (A)).
1955. *N. incrassatus* de la Harpe. Немков Г. И. (4, таб. V, фиг. 7—12, табл. VIII, фиг. 13, табл. X, фиг. 2—6, табл. XII, фиг. 4, табл. XIV, фиг. 10—12 (A, B)).
1957. *N. incrassatus* de la Harpe E. Lanterno et Roveda (23, p. 143—147, pl. I, fig. 1—6 (B)).
1957. *N. ramondiformis* de la Harpe. E. Lanterno et V. Roveda (23, pl. 147—153, pl, II, fig. 7—12).
1958. *N. incrassatus* de la Harpe. Белмустаков (10, ст. 18, табл. II, фиг. III—6).

Мегасферическая генерация (А)

Табл. I, фиг. 1а, 1b, 1, 2, 5.

Внешние признаки. Форма раковины чечевицеобразная, равномерно вздутая в центральной части. Крупные формы имеют притупленный край раковины, мелкие—заостренный. У последних форм в центре раковины имеется ясно выраженный центральный бугорок белого цвета. У сравнительно крупных форм центральный бугорок едва улавливается, или полностью отсутствует. Ребрышки на поверхности выражены очень четко. Они радиально отходят от центра и часто в средней части или у самого центра раковины разветвляются и у края слегка изгибаются *S*-образно. Некоторые формы имеют изогнутость у самого центра.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой слегка возрастает по мере раскручивания. Спиральная пластинка более или менее толстая, неодинаковой толщины, слегка утолщается от центра к периферии. Толщина ее достигает 1/3—1/4 высоты спирального канала соответствующего оборота.

Перегородки тонкие, несколько утолщенные в основании, слегка наклонные, изогнутые в верхней части. Перегородки по сравнению со спиральной пластинкой тонкие, распределены в спиральном канале довольно неравномерно. Верхний задний угол острый. Камеры четырехугольные, слабо серповидные. В начальных оборотах они почти изометрические, а в последних—высота больше длины примерно в 1,2 раза. Мегасфера маленькая (диаметр 0,2 *мм*), состоит из двух камер почти равных по величине.

В осевом сечении раковина напоминает эллипс с заостренными краями у мелких форм. У более крупных они притупленные. Боковые стенки соединяются в начальных оборотах почти под прямым, а в последних под острым углом. У мелких форм имеется ясно выраженный центральный столбик треугольной формы. У сравнительно крупных конус выражен нечетко, а у некоторых полностью отсутствует.

Размеры: диаметр 2,5—7 *мм*,
толщина 2—3 *мм*,
отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{2,3}$

число перегородок в 1/4 оборота:
для первого оборота . . . . . 3—4
„ второго „ . . . . . 4—5
„ третьего „ . . . . . 6—7
„ четвертого „ 7

Раковин микросферической генерации в отложениях Шорагбюрской свиты нами не обнаружено. Они в большом количестве встречаются в верхнеэоценовых отложениях басс. *р.* Веди и Айоцдзора.

Сходство и различия. *N. incrassatus* имеет сходство с *N. globulus*, *N. atacicus*, *N. striatus*, *N. vascus*.

Отличается от *N. globulus* большими размерами, менее выпуклой формой, менее сжатой спиралью, менее изогнутыми перегородками.

По сравнению с *N. atacicus*, *N. incrassatus* имеет меньшие размеры, бугорок в центре раковины, менее изогнутые ребрышки, неравномерную толщину спиральной пластинки.

В отличие от *N. striatus N. incrassatus* имеет изогнутые перегородки с утолщением в основании, неодинаковую толщину спиральной пластинки, маленькую начальную камеру, менее правильное распределение перегородок в спиральном канале и почти серповидные камеры.

Отличительные признаки *N. incrassatus* и *N. vascus* приводятся при описании вида *N. vascus*.

Разпространение и геологический возраст. *N. incrassatus* широко распространен в олигоценовых отложениях южной Франции, Альп, Италии, Венгрии, Албании, Алжира, Болгарии.

На территории СССР встречается в верхнеэоценовых отложениях Украины, Донбасса, Крыма, Карпат, Грузии.

В Армении встречается в верхнеэоценовых отложениях вместе с типичными верхнеэоценовыми нуммулитами и орбитоидами и в олигоцене с *N. vascus* и *N. intermedius*.

Местонахождение. Армянская ССР, Шаумянский район, *с.* Шорагбюр, в глинах и песчаниках олигоцена.

Nummulites vascus Joly et Leymerie

1848. *Nummulites vascus* J. et Leym. Joly et Leym (22, pp. 38. 67, 70, pl. I, fig, 15—17, pl. II, fig. 7 (B)).
1853. *Nummulites vascus* J. et Leym. (pars.). D'Archiac et Haime (7. I p. 145, pl. IX, fig. 11, a, b, c, 12 (A, B)).
1879. *N. vascus* J. et Leym. De la Harpe (18, IV, pl. 146—149, 10—13, pl. I, fig. IV, 1—10 (A)).
1883. *N. vascus* J. et Leym. De la Harpe (20, pp. 177, 178, pl. VII, fig. 24—26).
1883. *N. Boucheri* de la Harpe (pars.). De la Harpe (20, 179, pl. VII, fig. 33—42, 45, 46).
1911. *N. vascus* J. et Leym. Boussac (13, p. 78, (A, B)).
1911. *N. vascus* J. et Leym. Boussac (14, p. 35—37, pl. II, fig. 13, 18, (A, B)).
1929. *N. vascus* J. et Leym. Gomez Llueca (17, p. 112, 113, fig. 13 (B)).

1929. *N. Boucheri* J. et L e y m. G o m e z L l u e c a (17, pl. 114—116, fig. 14 (A)).

1938. *N. vascus* J. et L e y m. B l e d a (9, P. I. G. IX, 2 (A)).

1955. *N. vascus* J. et L e y m. Немков Г. И. (4, стр. 171—173, табл. XII, фиг. 5—7, табл. XV, фиг. 13, 14 (А)).

1957. *N. vascus* J. et L e y m. L a n t e r n o et R o v e d a (23, p. 153—157, pl. II, fig. 1. 7 (B)).

1957. *N. boucheri* d e l a H a r p e. L a n t e r n o et R o v e d a (23, pp 157—160, pl, II, fig. 8—10).

Мегасферическая генерация (А)

Табл. 1, фиг. 8, 9, 10.

В н е ш н и е п р и з н а к и. Раковина более или менее плоская. Край раковины заостренный. По краям слегка изогнутая. Перегородочные линии на поверхности выделяются в виде ребер. Прямые у центра, к краям слегка изгибаются.

В н у т р е н н е е с т р о е н и е. В экваториальном сечении спираль правильная. Шаг спирали возрастает по мере раскручивания. Спиральная пластинка толстая, почти одинаковой толщины. Толщина достигает, приблизительно, 1/3—1/4 высоты спирального канала соответствующего оборота.

Перегородки средней толщины тонкие по отношению к спиральной пластинке и утолщенные у основания, изогнутые, почти аркообразно, в верхней части изогнутость увеличивается. Верхний задний угол острый. Распределены в спиральном канале довольно правильно и густо.

Камеры четырехугольные, изогнутые, почти серповидные. Высота камер больше длины. Разница между длиной и высотой хорошо наблюдается в последних оборотах, где высота примерно 1,5 раза больше длины.

Мегасфера маленькая, диаметром 0,1 *мм*: состоит из двух камер. Первая камера округлая и сравнительно большая, вторая полукруглая и маленькая.

В осевом сечении раковина сплющенная, у некоторых почти эллипсовидная. Спиральная пластинка толстая. Боковые стенки оборотов соединяются под довольно острым углом.

Р а з м е р ы: диаметр 3—4 *мм*,
толщина 1—1,2 *мм*,
отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{3}$.

На радиус в 2 *мм* приходится 5 оборотов.
Количество перегородок в 1/4 оборота:

для первого оборота . . . . 4—5
„ второго „ . . . . 5—9
„ третьего „ 7

Микросферическая генерация (B)

Табл. 1, 3, 4, 6a, 6b, 7.

Внешние признаки. Раковина более или менее плоская. По краям слегка изогнутая. Край округлый. Ребрышки радиальные, тонкие. Радиально отходят от центра и в своей средней части часто разветвляются, а у края изгибаются *S*-образно. Некоторые формы имеют изогнутость у самого центра. Встречаются формы, у которых они скручиваются к центру и имеют несколько центров расхождения.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой в начальных оборотах возрастает медленно, а в последних—более быстро. Спиральная пластинка неодинаковой толщины, утолщается по мере раскручивания. Толщина ее достигает в начальных оборотах приблизительно 1/2—1/3, а в последних—1/4 высоты спирального канала. Перегородки тонкие, слегка утолщенные у основания, изогнутые. Изогнутость наблюдается у самого основания, но в верхней части больше. Верхний задний угол острый. Слегка наклонные, распределены в спиральном канале густо. Камеры четырехугольные, серповидные. В начальных оборотах они почти изометрические, а в последних высота в 1,5 раза больше длины.

В осевом сечении раковина эллипсовидная. Спиральная пластинка толстая. Боковые стенки оборотов соединяются под более или менее острым углом.

Размеры: диаметр 4—7 *мм*,
толщина 1—1,5 *мм*,
отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{3}$.

На радиус в 2,5 *мм* приходится 6 оборотов.

Число перегородок в 1/4 оборота:

для третьего оборота 6
„ четвертого „ 7
„ пятого „ 9
„ шестого „ 11

Сходство и различия. На присутствие *N. vascus* в Армении, в отложениях окрестностей *с.* Вохчаберд указывалось еще французским исследователем П. Бонне, но ни описаний этой формы, ни изображений им не было дано.

1a
1b
2
3
4
5
6a
6b
7
8
9
10

Таблица I

Фиг. 1а, 5. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) ×8. Вид поверхности. Шаумянский р-он. с. Шорагбюр, горизонт V. fallax. Олигоцен.

Фиг. 1в. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) ×8. Профиль. Там же.

Фиг. 2. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) ×5. Экваториальный разрез. Там же.

Фиг. 3—4. *Nummulites vascus* J. et Leymerie (B) ×8. Вид поверхности. Там же.

Фиг. 6а. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) ×5. Экваториальный разрез Там же.

Фиг. 6в. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) ×5. Поперечный разрез. Там же.

Фиг. 7. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B)×8. Профиль. Там же. Горизонт цереновых песчаников.

Фиг. 8. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) ×8. Вид поверхности Там же. Горизонт Кяра-Молла.

Фиг. 9. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) ×5. Экваториальный разрез. Там же.

Фиг. 10. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (A) ×8. Профиль. Там же. Горизонт V. fallax.

1

2

3

4

5

6

7

Таблица 2

Фиг. 1. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) ×8. Вид поверхности. Шаумянский р-он. с. Шорагбюр. Горизонт *N.* fallax. Олигоцен.
Фиг. 2. *Nummulites intermedius* d'Arch. (A) ×8. Вид поверхности. Там же.
Фиг. 3. *Nummulites intermedius* d'Archiac ×5. Экваториальный разрез. Там же.
Фиг. 4. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) ×8. Вид поверхности. Там же. Горизонт Кяра-Молла.
Фиг. 5. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) ×8. Экваториальный разрез. Там же. Горизонт цир. песчаников.
Фиг. 6. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) ×5. Поперечный разрез. Там же. Горизонт *N.* fallax.
Фиг. 7. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) ×8. Экваториальный разрез. Там же.

Впервые описание этого вида по сборам К. Н. Паффенгольца дал А. Н. Рябинин. В монографии „Нуммулиты Закавказья", он микро- и мегагенерацию формы *N. vascus* описывает под разными названиями.

Описывая мегагенерацию *N. vascus* под названием *N. boucheri* он пишет. „...форма раковины вздутая, на наружной поверхности снабжена центральным возвышением".

Как известно, по описанию Ж. Буссака [14] и других авторов, главным отличительным признаком *N. vascus* от *N. incrassatus* является плоская форма и отсутствие центрального вздутия.

Вышеуказанные признаки приведенные А. Н. Рябининым при описании мегасферической генерации *N. vascus* соответствуют признакам *N. incrassatus*. Поэтому формы отнесенные А. Н. Рябининым к мегасферической генерации *N. vascus* мы относим к *N. incrassatus*.

N. vascus из олигоценовых отложений Армении идентичен *N. vascus*, описанному Ф. Лягарпом (18) из олигоценовых отложений Швейцарии с тонкими изогнутыми ребрышками, почти одинаковой толщиной раковины (толщина у швейцарских форм 1—1,2 *мм*, у армянских 1—1,5), одинаковым количеством оборотов на один и тот же радиус (на радиус 2,5 *мм*) у обоих форм приходится 6—7 оборотов, одинаковым количеством перегородок в 1/4 оборота (количество перегородок у обоих форм в четвертом обороте 7—8, в пятом 9—10, в шестом 11).

Большое сходство имеет *N. vascus*, с *N. incrassatus*. От типичных *N. incrassatus* описанных впервые А. Теллини под названием *N. Rosai*, Лягарпом под названием *N. vascus* var. *incrassata* и от *N. incrassatus* из верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Армении, отличается уплощенной формой раковины (толщина у *N. incrassatus* 3—5 *мм*, у *N. vascus* 1—1,5 *мм*), более изогнутыми и тонкими ребрышками, большим количеством оборотов на один и тот же радиус (у *N. incrassatus* на 2,5 *мм* приходится 5 оборотов у *N. vascus* 6), большим количеством перегородок в 1/4 оборота (у *N. incrassatus* в пятом обороте приходится 7 перегородок, а у *N. vascus* 10).

Распространение и геологический возраст. N. vascus имеет довольно широкое распространение в олигоценовых отложениях альпийской геосинклинальной зоны. Известны находки в южной Франции, в Французских и Итальянских Альпах, в Италии.

На территории СССР известны единичные находки на Карпатах, в Селетине в нижнекрасненских песчаниках. В Армении встречается как в глинах, песчаниках и известняках шорагбюрской свиты, так и в аналогичных отложениях бассейна *р.* Веди и Айоцдзора.

Nummulites intermedius d'Archiae

1846. *N. Nummulites intermedius* d'Arch. D'Arch. (6, p. 199 (B)).
1853. *N. intermedius* d'Arch. Arch. et Haime. (7, 99—100, pl. II, fig. 3, 4 (B)).

1853. *N. fichteli* Michelot. D'Archiac et Haime. (7, 100--110 pl. III, fig. 5 (A)).
1906. *N. intermedius* d'Arch. Boussac J. (11, p. 90 (B)).
1906. *N. intermedius* d'Arch. Boussac J. (12, p. 98—100, pl. III, fig. 25 (B)).
1911. *N. intermedius* d'Arch. Boussac J. (13, p. 78 (A, B)).
1911. *N. intermedius* d'Arch. Boussac J. (14, p. 85—88, pl. I, fig. 9, 5, pl. III, fig. 12, pl. IV, fig. 3 (A, B)).
1925. *N. intermedius* d'Arch. Nuttall (24, p. 662, tab. 37)).
1929. *N. intermedius* d'Arch. Llueca (17, p. 205—208, lam. XIII, fig. 1—5 (B)).
1929. *N. fichteli* Mich. Llueca (18, p. 209, 210, lam. XII, fig. 6—13 (A)).
1929. *N. intermedius* d'Arch, M. Cizancnurt (15, p. 211, pl. XXII, fig. 3, pl. XXIII, fig. 1, 2, 4 (A)).
1955. *N. intermedius* d'Arch. Немков Г. И. (4, стр. 206—207, табл. XII, фиг. 1—3, табл. XV, фиг. 9—12 (A)).
1958. *N. intermedius* d'Arch. Белмустаков (10, стр. 37, табл. X, фиг. 5—6).
1958. *N. fichteli* Mich. Белмустаков (10, стр. 38, табл. X, фиг. 7—14).

Мегасферическая генерация (А)

Внешние признаки. Форма раковин большинства экземпляров более или менее плоская. Встречаются сравнительно выпуклые и почти шаровидные формы. Край раковины у плоских форм слегка заостренный, у выпуклых и шаровидных притупленный. Поверхность покрыта сетью многоугольных петель. Петли у плоских и сравнительно выпуклых форм в центре многоугольные, округлые, распределены спирально; у выпуклых форм вся поверхность покрыта неправильными округлыми петлями. Плоские и сравнительно выпуклые формы имеют спиральную линию, заметную только у края. У выпуклых—она полностью отсутствует. Гранулы очень мелкие, почти незаметны на поверхности.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная, медленно раскручивающаяся спираль, шаг которой возрастает слегка по мере раскручивания, а в последнем обороте у некоторых форм даже несколько уменьшается.

Спиральная пластинка толстая, слегка утолщается по мере раскручивания. Толщина ее достигает 1/2—1/3 высоты спирального канала соответствующего оборота.

Перегородки тонкие, прямые, слегка утолщенные у основания, почти перпендикулярные по отношению к спиральной пластинке. Верхний задний угол почти прямой. Распределены в спиральном канале неравномерно. Количество перегородок в 1/4 оборота в начальных и в последних оборотах почти одинаковое. Толщина спиральной пластинки примерно в 4 раза больше толщины перегородок.

Камеры четырехугольные, изометрические в начальных оборотах, а в последних—длина почти в 1,5 раза больше высоты у плоских форм, у выпуклых — почти изометрические. Мегасфера состоит из двух частей, первая камера круглая, вторая — полукруглая и маленькая.

В поперечном сечении раковина эллипсовидная, а у выпуклых— почти шаровидная. Боковые стенки у сравнительно плоских форм соединены под острым, а у шаровидных под тупым углом. Спиральная пластинка толстая, почти одинаковой толщины. Столбики гранул плохо заметны, почти отсутствуют. Распределены они неравномерно.

Размеры: диаметр *2*—4 *мм*,
толщина 1—2 *мм*,
отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{2,6}$.

На радиус в 2 *мм* приходится 7 оборотов.
Число перегородок в 1/4 оборота:

для	первого оборота	3
„	второго „	4
„	третьего „	4
„	четвертого „	4
„	пятого „	4
„	шестого „	4
„	седьмого „	5

Микросферическая генерация (B)

Табл. I, фиг. 1, 4, 6, 7

Внешние признаки. Форма раковин изменчивая. Встречаются почти плоские, изогнутые, сравнительно выпуклые формы и формы, у которых наблюдается резкий переход от сильно выпуклой центральной части к сравнительно плоской периферии. Эти последние формы с первого взгляда оставляют впечатление дискоциклин из группы *Discocyclina nummulitica*. Край раковины притупленный. Поверхность раковины покрыта сетью удлиненных многоугольных неправильно распределенных петель. Сеть у молодых форм образуется при помощи скрещивания ребрышек и трансверзальной линии. В этой стадии развития (стадия réseau mixte) [12] петли распределены сравнительно правильно и на поверхности более или менее видна спиральная линия, которая полностью отсутствует у развитых форм.

По мере возрастания раковины трансверзальная линия на поверхности становится менее заметной, сеть образуется, главным образом, при помощи ребрышек, которые становятся все более и более

неправильными. дают в разные стороны мелкие разветвления, и часто кончаются внутри петель мелкими гранулами. Петли в этой стадии развития (un réseau pur) |12|неправильной формы, удлиненные, мелкие. Гранулы мелкие, почти незаметны и распределены неправильно.

Внутреннее строение. В экваториальном сечении видна правильная медленно раскручивающаяся спираль. Шаг спирали слегка возрастает в начальных оборотах, а в последних даже немного уменьшается. Спиральный шов толстый, слегка возрастает по мере раскручивания. Толщина достигает 1/2 высоты спирального канала соответствующего оборота.

Перегородки тонкие, слегка наклонные, почти прямые, слегка утолщенные у основания. Распределены в спиральном канале неравномерно. Верхний задний угол почти прямой.

Камеры четырехугольные. В начальных оборотах они почти в 1.5 раза больше высоты.

В осевом сечении раковина уплощенная, а у сравнительно выпуклых форм эллипсовидная. Боковые стенки оборотов соединяются под тупым углом. Они толстые, почти одинаковой толщины. Столбики гранул слабо заметны, распределены неправильно.

Размеры: диаметр 6—10 *мм*,
толщина 2,5—3 *мм*,
отношение $\frac{Д}{Т} = \frac{1}{3,3}$.

На радиус в 4 *мм* приходится 16 оборотов.
Число перегородок в 1/4 оборота:

для	одинадцатого	оборота 6
„	двенадцатого	„ 6
„	тринадцатого	„ 8
„	четырнадцатого	„ 8
„	пятнадцатого	„ 7
„	шестнадцатого	„ 6

Сходство и различия. *N. intermedius* был выделен в 1846 г. д'Аршиаком и до исследований Превера долгое время описывался под одним названием. Только в 1905 г. Превер при изучении коллекции Фабиани из Северной Италии выделил *N. fabianii* в качестве самостоятельного вида. *N. intermedius* очень похож на *N. fabianii* и филогенетически ризвивается из него. Часто один вид принимают за другой, что приводит к грубым ошибкам в определении возраста, так как *N. fabianii* характерен для верхнего эоцена, а *N. intermedius* появляется в нижнем олигоцене и встречается на всем протяжении олигоцена.

Таким образом, правильное определение этих двух видов имеет большое значение для установления возраста отложений.

Наиболее детально изучил этот вид Буссак, указав его существенные отличия от *N. fabianii*.

N. intermedius встречающаяся в песчаниках и глинах Шорагбюрской антиклинальной долины и аналогичных отложениях других районов Армении, отличается от *N. fabianii* выделенной впервые Прево́м из эоценовых отложений Северной Италии и типичных форм из верхнеэоценовых отложений Армении, отсутствием центрального бугорка, спиральной линии, более мелкими неправильно распределенными петлями на поверхности раковины, более удлиненными камерами и что самое главное, отсутствием ярко выраженной спирально расположенной грануляции; последнее является главным отличительным признаком *N. intermedius* от *N. fabianii*.

Распространение и геологический возраст. *N. intermedius* является типичной формой для олигоценовых отложений Альпийской геосинклинальной области. Имеет широкое распространение в олигоценовых отложениях Средиземноморской области.

Стратиграфическое значение очень велико, так как данный вид появляется в олигоцене и неизвестен в более древних отложениях.

Местонахождение. *N. intermedius* в большом количестве встречается в коралловых известняках, песчаниках и глинах в окрестностях *сс.* Шорагбюр, Вохчаберд.

Институт геологических наук
АН АрмССР

Поступила 23.IV. 1960

Ս. Մ. ԳՐԻԳՈՐՑԱՆ

ԵՐԵՎԱՆԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՕԼԻԳՈՑԵՆԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ ՆՈՒՄՈՒԼԻՏՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Երևան քաղաքից մոտ 4 կմ դեպի արևելք և հարավ-արևելք, Ախչաբերդ և Շոռաղբյուր գյուղերի շրջակայքում մերկանում են կավասալոգաքարային նստվածքներ, որոնք կազմում են հյուսիս-արևելյան տարածում ունեցող Շոռաղբյուրի անտիկլինալային ծալքը։

Այս նստվածքների հասակը երկար ժամանակ համարվում էր վիճելի։ Սակայն վերջին տասնամյակում կուտակված փաստացի նյութերը (նումուլիտներ, կոնխիլիոֆաունա, կորալներ, ֆորամինիֆերներ, օստրակոդներ և այլն), հաստատում են Շոռաղբյուրի շերտախմբի ստորին-միջին օլիգոցենյան հասակը։

Շոռաղբյուրի շերտախմբի հասակը որոշելու հարցում մեծ դեր են կատարում նումուլիտները, որոնցից տարբեր հեղինակների կողմից (Լյաբինին Ա. Ն., Գաբրիելյան Ա. Հ., Կաճարավա Ի. Վ.) որոշվել են՝ Nummulites

incrassatus de la Harpe, *N. vascus* Joly et Leymerie, *N. intermedius* d'Archiac.

Սակայն պետք է նշել, որ այս նումուլիտային ֆաունան, որը չափազանց կարևոր նշանակություն ունի պարունակող ապարների հասակը որոշելու գործում, մինչև այժմ չի նկարագրվել և հրատարակվել[1]:

Հոդվածում բերվում է մեր կողմից 1957—59 թթ. Շոռաղբյուրի շերտախմբից հավաքած նումուլիտների նկարագրությունը:

Նկարագրված ձևերից N. vascus-ը և N. intermedius-ը հանդիսանում են ալպիական գոտու օլիգոցենի նստվածքների համար ղեկավարող ձևեր, իսկ N. incrassatus-ը սովորաբար հանդիպում է վերին էոցենի և օլիգոցենի նստվածքներում:

Nummulites incrassatus de la Harpe

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Ադ. 1, նկ. 1a, 1b, 2, 5.

Խեցին ունի 2,5—7 մմ տրամագիծ, 2—3 մմ հաստություն, ուռուցիկ է, սուր կամ կլորավուն եզրերով, կենտրոնում ունի ոչ պարզ արտահայտված կենտրոնական թմբիկ (սովորաբար սպիտակ գույնի), որը խոշոր ձևերի մոտ բացակայում է: Մակերեսի վրա կան խեցու կենտրոնից դուրս եկող ճառագայթաձև թելիկներ:

Խեցին հատարակածային կտրվածքում ունի դանդաղ և հավասարապես բացվող պարույր: Պտտմանը զուգընթաց պարուրաձև թիթեղը հաստանում է: Միջնապատները բարակ են՝ հիմքում քիչ հաստացած: Ցցիկների բարձրությունը մի փոքր գերազանցում է նրանց երկարությանը:

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին նմանվում է սուր եզրերով էլիպսի: Փոքր ձևերի մոտ կա եռանկյունաձև կենտրոնական սյուն:

N. incrassatus-ը նման է N. globulus-ին, N. atacicus-ին, N. striatus-ին և N. vascus-ին:

Նկարագրվող տեսակը N. globulus-ից տարբերվում է իր մեծ չափերով, խեցու տափակությամբ, պտույտների քիչ քանակությամբ և ավելի քիչ կորացած միջնապատերով, իսկ N. atacicus-ից՝ ավելի քիչ կորացած մակերեսային թելիկներով և պարուրաձև թիթեղի անհավասար հաստությամբ: Ի տարբերություն N. striatus-ի՝ N. incrassatus-ը ունի փոքր խեցի, կորացած և հիմքում հաստացած միջնապատեր, 1/4 պտույտում միջնապատերի անհամեմատ քիչ քանակություն, փոքր սկզբնական խցիկ և պարուրաձև ակոսում միջնապատերի անկանոն տեղաբաշխում: N. incrassatus-ի, N. vascus-ի տարբերության մասին նշվում է N. vascus-ի ստորև բերվող նկարագրության մեջ:

Երկրաբանական հասակը՝ վերին էոցենն և օլիգոցենն:

N. incrassatus-ը մեծ քանակությամբ հանդիպում է Շահումյանի շրջանի Շոռաղբյուր և Ալիշարների գյուղերի շրջակայքի օլիգոցենի նստվածքներում:

N intermedius-ի և N. vascus-ի համառոտ նկարագրություններ տվել է միայն Ռյաբինինը իր «Անդրկովկասի նումուլիտներ» ձեռագիր աշխատության մեջ:

Nummulites vascus Joly et Leymerie

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Աղ. 1, նկ. 8, 9, 10.

Ոլոր քիչ կամ շատ չափով տափակ է (տրամագիծը 3—4 մմ, հաստությունը 1—1,2 մմ)։ Եզրերը սուր են կամ կլորավուն։ Մակերևսի թևիկները ճառագայթաձև են։

Ներքին հատարակածային կտրվածքում ունի կանոնավոր, դանդաղ բացվող պարույր, որի քայլը աճում է պտտմանը զուգընթաց։ Պարուրաձև թիթեղները հաստ են։ Միջնապատները աղեղնաձև են, հիմքում թույլ կերպով հաստացած, պարուրաձև ուղղությամբ հավասարապես և խիտ են տեղաբաշխված, կորացած են, վերին հետին անկյունը սուր է։ Ծայրկիները քառանկյուն են, մանգաղաձև և բարձր։ Բարձրությունը վերջին պտույտներում 1,5 անգամ գերազանցում է երկարությանը, իսկ սկզբնական պտույտներում համարյա հավասար է նրան։ Սկզբնական խցիկը ունի 0,1 մմ մեծություն և կազմված է երկու մասից։

Ընդլայնական կտրվածքում ներքին տափակ է, պարուրաձև թիթեղը հաստ է, չունի կենտրոնական ելուն։ Այս հատկանիշը բնորոշ է N. vascus-ի համար։

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Աղ. 1, նկ. 3, 4, 6a, 6b, 7.

Արտաքին և ներքին հատկանիշներով շատ նման է մեգասֆերիկ գեներացիային, որից տարբերվում է միայն մեծ չափերով (մեգասֆերիկ ձևերի մոտ տրամագիծը 5—7 մմ է, հաստությունը 1—1,5 մմ) և սկզբնական խցիկի բացակայությամբ։ N. vascus-ի (A) և (B) ձևերի նկարագրությունը Հայաստանի Ոխչաբերդ գյուղի շրջակայքի օլիգոցենի նստվածքներից առաջին անգամ տվել է Ռյաբինինը իր «Անդրկովկասի նումուլիտները» ձեռագիր մենագրության մեջ։ Այս աշխատության մեջ Ռյաբինինի կողմից բնրվող N. vascus (A) ձևի նկարագրությունը N. boucheri-ի անվան տակ, լրիվ կերպով համապատասխանում է N. incrassatus (A) ձևի հատկանիշներին, այդ իսկ պատճառով մենք Ռյաբինինի կողմից նկարագրված N. vascus-ի (A) ձևը վերագրում ենք N. incrassatus (A)-ին։

N. vascus-ը ունի մեծ նմանություն N. incrassatus-ի հետ, որից տարբերվում է տափակ ձևով, խնցու մակերևսի նուրբ թևիկներով, 1/4 պտույտում եղած միջնապատների մեծ քանակությամբ, ընդլայնական կտրվածքում կենտրոնական ելան բացակայությամբ։

Երկրաբանական հասակը՝ *օլիգոցեն։*

N. vascus-ը մեծ քանակությամբ հանդիպում է N. incrassatus-ի և N. intermedius-ի հետ միասին ՀՍՍՌ-ի Շահումյանի շրջանի Շոռաղբյուր և Ոխչաբերդ գյուղերի շրջակայքի օլիգոցենի նստվածքներում։

Nummulites intermedius d' Archiac

Մեգասֆերիկ գեներացիա (A)

Ադ. 2. նկ. 2, 3, 5.

Խեցին ունի 2—4 մմ տրամագիծ, 2—2,5 մմ հաստություն։ Ձևը բավական փուխրախական է։ Հանդիպում են տափակ, թեթև ուռուցիկ և համարյա գնդաձև խեցիներ։

Տափակ և թեթև ուռուցիկ ձևերի մոտ եզրերը սուր են, իսկ գնդաձև խեցիների մոտ՝ կլորավուն։ Խեցու մակերեսը պատած է բազմանկյուն և անկանոն դասավորված օղակների մի ցանցով։ Տափակ ձևերի մոտ օղակները խեցու կենտրոնում դասավորված են անկանոն և բազմանկյուն են, իսկ ծայրամասում նկատվում են քառանկյուն օղակներ և օղակների քիչ կամ շատ չափով պարուրաձև դասավորություն։ Պարուրաձև գիծը նկատվում է միայն խեցու եզրերի մոտ։ Մակերևի գնդիկները շատ նուրբ են և անկանոն դասավորված։

Խեցու հատարկածային կտրվածքում երևում է կանոնավոր, դանդաղ բացվող պարույր։ Պարուրաձև թիթեղը հաստ է։ Միջնապատերը բարակ են, ուղիղ, հիմքում քիչ հաստացած, համարյա ուղղահայաց պարուրաձև թիթեղին։ Տնդասրաշխված են պարուրաձև ակոսում հավասարապես։ Խցիկները քառանկյուն են, սկզբնական պտույտներում համարյա քառակուսի, իսկ վերջիններում նրանց երկարությունը գերազանցում է բարձրությանը։

Ընդլայնական կտրվածքում խեցին էլիպսաձև է, պարուրաձև թիթեղը հաստ է, գնդիկների այուները տեղաբաշխված են անհավասարաչափ և վատ են երևում։

Միկրոսֆերիկ գեներացիա (B)

Ադ. 2, նկ. 1, 4, 6, 7.

Արտաքին և ներքին հատկանիշներով շատ նման է մեգասֆերիկ ձևին, որից տարբերվում է մեծ չափերով (միկրոսֆերիկ գեներացիան ունի 4—8 մ տրամագիծ, 2,5—3 մմ հաստություն), մակերևի ցանցի համեմատաբար փոքր օղակներով, պարուրաձև գծի լրիվ բացակայությամբ և ավելի երկար խցիկներով։

N. intermedius-ը *ունի մեծ նմանություն N. fabianii* հետ։ *Այդ իսկ պատճառով երկար ժամանակ այս երկու ձևերը նկարագրվել են մի անվան տակ։ Նշված երկու տեսակներին միմյանցից տարբերելը ունի կարևոր ստրատիգրաֆիական նշանակություն, քանի որ N. fabianii*-ն *հանդիպում է միայն վերին էոցենի նստվածքներում և այդ հասակի ապարների հարաբերական հասակը որոշելու գործում ունի պնկավարող նշանակություն, իսկ N. intermedius*-ը *հանդիպում է միայն օլիգոցենի նստվածքներում։*

Այս տեսակների ուսումնասիրությամբ երկար ժամանակ զբաղվել է Բուսասակը, որն իր մի շարք աշխատություններում (12, 13, 14) մանրամասնորեն նշել է նրանց տարբերության մասին։

N. intermedius-ը տարբերվում է *N. fabianii*-ից խնոց կնճռոտված հոյած թմբիկի բացակայությամբ, ցանցի օղակների փոքրությամբ, պարուրանձև գծի լրիվ բացակայությամբ, մանր, նուրբ (համարյա աննկատելի) և անկանոն դասավորված գնդիկներով, ընդլայնական կտրվածքում գնդիկների թույլ արտահայտված այուններով և վերջիններիս անկանոն դասավորությամբ:

Երկրաբանական հասակը՝ օլիգոցենն:

Մեծ քանակությամբ գտնվում է Շահումյանի շրջանի Շուռաղյուր և Ախշաբերդ գյուղերի շրջակայքում մերկացող օլիգոցենի նստվածքներում:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян П. М.* Новые данные о фаунистической характеристике и возрасте горизонта с Pecten arcuatus Beocchi в юго-западной Армении. Вестник ЛГУ. сер. геол. и географ., № 18. вып. 3, 1959.
2. *Габриелян А. А.* Третичные отложения Котайкского района АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947.
3. *Качарава И. В.* Нуммулиты некоторых районов восточной части Грузии. Тбилиси, на груз. языке с русск. резюме, 1949.
4. *Немков Г. И.* Нуммулиты и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. Мат. по биостратиграфии западных областей УкрССР. Москва, 1955.
5. *Саакян-Гезалян Н. А.* Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1957.
6. *Archiac D'.* Descr. d. foss, d. conches a Nummulites de Bayonne. Mem. Soc. Géol. Fr. (2) II, 1846.
7. *Archiac, D'* et *Haime J.* Descr. des animaux fossiles du du groupe nummulitique de l'Inde, précède d'un résume géologique et d un monographie des Nummulites, Paris, 1853.
8. *Bieda F.* O kilku numulinach z Karpat czechoslowackich, Věstn. statn. geol ustavu Č-sl. Rep., t. VII, Praha, 1931.
9. *Bieda F.* O numulinach z lupkow menilitowych ze Seletyna na Bukowinie Sprawozd. P. I. G., t. IX, 2, Warszawa, 1938.
10. *Белмустаков Е.* Фосилите на България. VI палеоген, Галеми форамнинифер. 1958.
11. *Boussac, J.* Foraminif. de Priabona. Bull. Soc. Géol, Fr. (4) VI, 1906.
12. *Boussac, J.* Format. du réseau des nummulites réticulées. Bull. Soc. Géol. Fr. (4). VI, 1906.
13. *Boussac, J.* Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. Annales Hédert, t. V, Paris, 1911.
14. *Boussac, J.* Etudes paléontologique sur le Nummulitique. Alpin, 1911.
15. *Cizancourt, M.* Sur lasfrat, du flysch de l'Albanie. Bull. Soc. Géol. Fr. (4) XXX, 1929.
16. *Cizancourt, M.* Otwornice priabonskia z Bukowca w Karpatch Wschodnich Sprawozd. P. L. G., VII, Warszawa, 1933.
17. *Gomez Llueca F.* Los Nummulitidos de Espana, Com. invest. pal. ypehist., Mem num. 36, ser. pal. num. 8, Madrid, 1929.
18. *Harpe, Ph. de la.* Descer. des Nummulites appartenant a la zone superieure des Falaises de Biarritz. Bull. Soc. Borda, VI-e année, 2-e trim., p 137, 1879.
19. *Harpe Ph. de la.* Matériaux pour servir a une monographie des Nummulites et Assilines, d'apres les notices laissés en manuscripte redigé par P. Rozlozsnik, A. M. Kir földtani intezet evkönyve, XXVII, № 1—3, Budapest, 1926.

ՀԱՅԿ ԳԱԱ ԳԻՏԱԿԱՆ ՏԵՂԵԿԱՏՎԱԿԱՆ ԿԵՆՏՐՈՆ
ԱԿԱԴԵՄԻԱ

20. *Harpe Ph. de la.* Etude des Nummulites de la Suisse et revision des espéces éocenes dev generes Nummulites et Assilines 3-e partie. Mém. Soc. pal. Suisse, vol. X, 1883.
21. *Heime A.* Die Nummuliten—and Flyschbildungen der Schwezeralpen. Abh. Schweiz. pal. Ges, XXXV, Zürich, 1908.
22. *Joly* et *Leymerie.* Mémoire sur les Nummulites considérées zologiquement et géologiquement. Mém. Ac. Sc. Toullouse, p. 149, 1848.
23. *Lanterno* et *Roveda.* Sur les couples de Nummulites N. incrassatus (B)—N. ramondiformis (A) et N. vascus (B)—N. boucheri (A). Archives des Scieces éditées par le Sociéte de physque et d'Histoire naturelle de Genève. 1957.
24. *Nuttall, N. L. F.* Indien reticulate Nummulites Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 9, vol. 15, p. 661, London, 1925.
25. *Rozlozsnik P.* Studien über Nummulinen. Géol. Hungarica, Ser. pai. fasc. 2, Budapest. 1929.
26. *Tellini A.* Le Nummulitidee terziarie dell'alta Italia occidentale. Bolletino della Societe Geological Italiana, vol. VII, p. 169, Roma, 1888.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ПЕТРОГРАФИЯ

Т. Ш. ТАТЕВОСЯН

К ПЕТРОГРАФИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД г. АРАМАЗД

Основные и ультраосновные породы в Армении имеют значительное распространение. Они обнажаются по северо-восточному побережью *оз.* Севан, а также в Амасийском, Вединском, Красносельском районах.

Все эти выходы представлены небольшими телами габбро-перидотитов и дунитов и входят в состав офиолитового пояса Малого Кавказа. Геология и петрография этих интрузивов в пределах Армении освещены в ряде работ [13, 12, 3, 2, 4, 13, 14, 15, 8, 9].

Во всех вышеуказанных районах основные и ультраосновные породы рассматриваются как результат внедрения габбро-перидотитовой магмы по глубинному разлому в складчатые структуры, сложенные образованиями мела и эоцена. В этих ультраосновных породах наблюдается оруденение, представленное хромистым железняком.

В последние годы геологами Армянского геологического управления П. Л. Епремяном и О. Г. Оганесяном в Горисском районе, у *г.* Арамазд, на высоте 2200 *м* было обнаружено Сваранцское месторождение железа, связанное с основными и ультраосновными породами. Автором при изучении петрографии Баргушатского хребта были описаны оливинсодержащие основные породы *г.* Арамазд [14].

После обнаружения месторождения, массив *г.* Арамазд нами был осмотрен и картирован дополнительно. Настоящая статья написана на основании материала, собранного в 1959 г.

В геологическом строении Баргушата (юго-восточный отрог Сюникского (Зангезурского) хребта) принимают участие мощные образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Преобладающими являются вулканогенно-осадочные образования верхнего девона и нижнего эоцена. В окрестностях Сваранцского месторождения железа развиты меловые образования, представленные песчаниками и порфиритами.

Все вышеуказанные образования прорваны отдельными интрузивными телами общей площадью до 360 $км^2$.

Эти многофазные интрузивные тела являются северными сателитами крупного Мегринского плутона, обнажающегося в южной части Армянской ССР.

Во время первой (преобладающей) фазы интрузивного процесса образовались основные и ультраосновные породы, а также габбро-диориты, гранодиориты, кварцевые монцониты, граниты и небольшие масивы щелочных сиенитов. Во время второй фазы внедрения образовались главным образом граносиениты и в третьей фазе—порфировидные граниты и гранодиориты. Большое развитие имеют также многочисленные жильные образования, представленные гранодиорит-порфирами, диабазами, кварцевыми порфирами, гиалоандезитами и другими породами.

В районе Баргушатских интрузивов развиты также молодые эффузивные образования, представленные андезитами, андезитодацитами и липаритами плиоценового возраста.

Возраст интрузивных тел в настоящее время многими исследователями считается верхнеэоценовым. Ввиду того, что аналогичные интрузивные образования в Сюнике прорывают верхний эоцен и в верховьях *р.* Мегри перекрываются образованиями плиоцена, как это установлено А. А. Габриеляном и Л. А. Тахтаджяном [5], то верхний возрастной предел этих интрузивов находится в широком интервале от верхнего эоцена до плиоцена.

Основные и ультраосновные породы *г.* Арамазд генетически связаны с Лернашенским интрузивным телом гранодиоритового состава, обнажающегося в районе *сс.* Лернашен, Лор и Дарабас. Этот массив является наиболее крупным из интрузивных тел Баргушатского хребта и наиболее разнообразным по петрографическому составу.

Лернашенский массив имеет сложное очертание и площадь современного среза составляет до 150 *км*^{2}. Северные периферические участки интрузивного тела в районе *сс.* Дарабас и Лор, на высоте 1500—1800 *м* сложены габбровыми породами, в которых пироксен в большинстве случаев замещен роговой обманкой.

К северу от этого участка в сторону водораздела Баргушатского хребта, т. е. в более верхних срезах интрузивного тела, состав пород интрузива постепенно меняется: габбровые породы через габбро-диориты постепенно переходят в гранодиориты и кварцевые монцониты, а на высоте 3400 *м*, т. е. в апикальной части интрузивного тела, кварцевые монцониты постепенно переходят в розоватые пегматоидные щелочные сиениты, которые слагают вершину *г.* Арамазд. В этих сиенитах много шлиров диоритового состава (фиг. 1).

Фиг. 1. Штуф розового сиенита со шлирами диорита. Вершина г. Арамазд.

На юго-восточном склоне г. Арамазд, на высоте 2200 м картина переходов интрузивных пород сильно осложняется с появлением дунитов, троктолитов и других разновидностей оливинсодержащих основных и ультраосновных пород.

Здесь на площади 10—12 км² преобладающими породами являются кварцевые монциониты и гранодиориты, которые постепенно переходят в оливин-биотитовые и оливин-биотит-ортоклазовые габбровые породы. Последние в свою очередь переходят в перидотиты, пироксениты и магнетитовые дуниты. В средней части ЮВ склона г. Арамазд в виде 2—3 километровой зоны преобладают оливин-биотитовые габбровые породы. В зоне габбровых пород шириной до одного километра имеются разобщенные выходы ультраосновых пород, представленные магнетитовыми дунитами, перидотитами и оливиновыми пироксенитами.

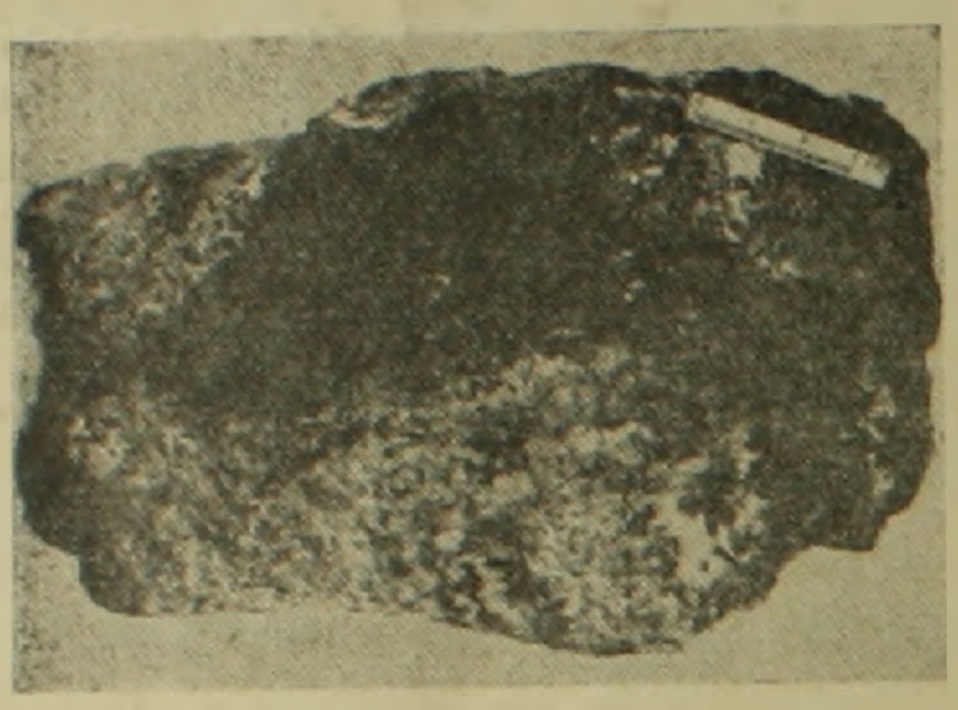
Габбровые породы здесь отличаются очень изменчивым и пестрым минералогическим составом и непостоянством структурно-текстурных особенностей. Здесь встречаются как крупнозернистые, так и среднезернистые и мелкозернистые разновидности троктолита, анортозита, оливин-биотитового габбро, оливинового пироксенита и дунита. Хотя все вышеперечисленные породы связаны между собой постепенными переходами, однако в редких случаях на отдельных штуфах наблюдаются факты прорыва ультраосновных пород габбровыми прожилками (фиг. 2). Реже наблюдается и обратное явление. Генетические взаимоотношения этих пород отмечаются во многих местах центрального участка Сваранцского железорудного месторождения.

Фиг. 2. Штуф магнетитового оливинита инъецированного шлирами и прожилками габбро.

Вышеуказанные противоречивые возрастные взаимоотношения между основными и ультраосновными породами являются редкими отклонениями. В большинстве случаев совершенно наглядны постепенные переходы. Вышеуказанные отклонения от общего правила, по-видимому объясняются неравномерным ходом кристаллизации отдельных участков интрузии и продолжительностью тектонических процессов в результате чего из более глубоких частей интрузии в уже остывшую кору интрузии поступали порции магмы то основного, то ультраосновного состава.

В многочисленных канавах, горных выработках и естественных обнажениях местности Кечал-кар на обнаженном склоне выступают среднезернистые свежие троктолиты, среди которых

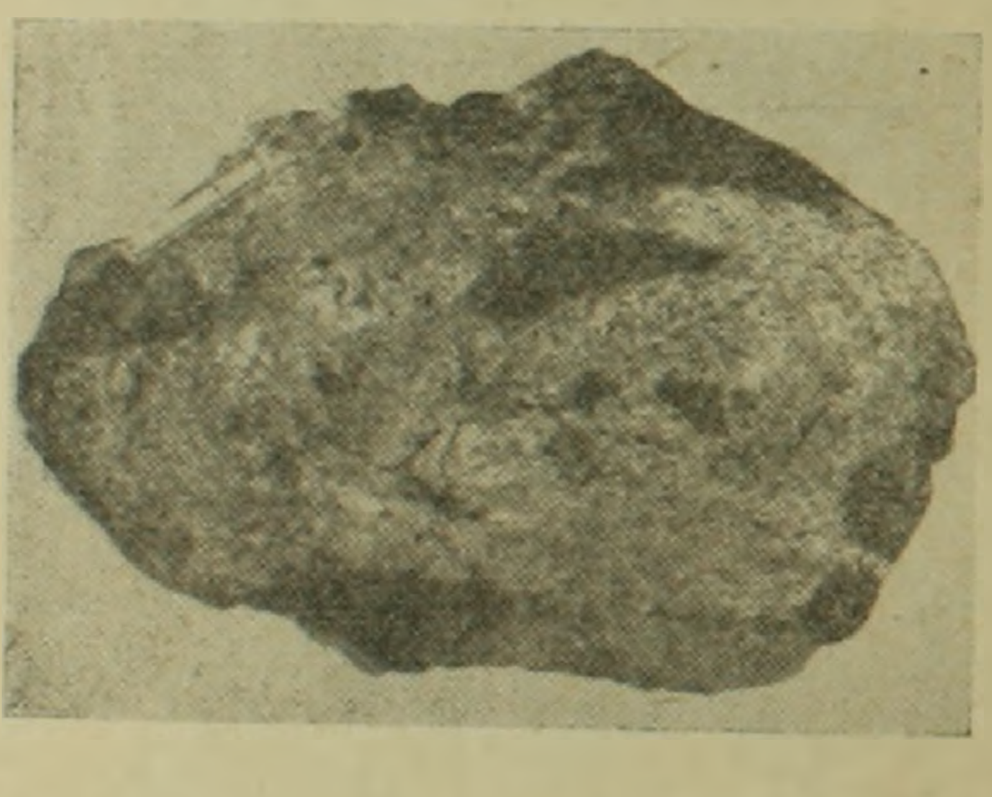
разбросаны многочисленные шлировые тела магнетитового дунита (фиг. 3). Размер этих шлиров колеблется от одного до десятка метров в поперечнике.



Фиг. 3. Постепенный переход перидотита в габбро.

Сравнительно крупные тела дунитов, с которыми связано непостоянное магнетитовое оруденение, весьма редки. Вся эта серия основных и ультраосновных пород сечется жильными образованиями розоватого гранит-аплита. Сравнительно мощные жилы последних заполнены не переработанными ксенолитами и габбровыми породами (фиг. 4).

В центральном участке месторождения наблюдается хорошо выраженное полосчатое строение основных пород (фиг. 5). Полосы эти прослеживаются в северо-западном направлении. Мощность отдельных полос колеблется в широких пределах, от нескольких мил-



Фиг. 4. Ксенолиты мелкозернистых основных пород в гранит-аплите.

Фиг. 5. Штуф полосчатого габбро-перидотита.

лиметров до нескольких десятков *см* и больше. Плоскости раздела разноцветных полос четкие с падением, близким к вертикальному.

Лейкократовые полосы сложены из преобладающего основного плагиоклаза с небольшим участием темноцветных минералов. Темные полосы сложены из оливина и магнетита с небольшим участием основного плагиоклаза (фиг. 6).

Приведенное выше описание взаимоотношений основных и ультраосновных пород приводит к выводу о том, что все эти породы являются одновременными образованиями и являются результатом дифференциации единой гранодиоритовой магмы.

Аналогичные генетические взаимоотношения магматических по-

род наблюдаются и в других телах Баргушата (около *с.* Софулу), хотя в меньшем масштабе.

Аналогичную картину взаимоотношений основных и ультраосновных пород Ю. А. Арапов [1] описал на *г.*Калакар в восточной части Мегринского плутона.

По данным С. С. Мкртчяна [11] оливин-ортоклазовое габбро имеется также у *с.* Нор-Аргадзор. по-видимому в таких же взаимоотношениях.

Оливин-биотитово-ортоклазовое габбро нами еще в 1948 году описано в коллекции А. Г. Ктикяна из Айоцдзора. Эти породы в дальнейшем подробно изучены Э. Г. Малхасяном [10].

Фиг. 6. Штуф породы с полосами габбрового и перидотитового состава.

У С. Дж. Шенда [17] приводятся описания классических примеров генетических взаимоотношений основных и ультраосновных пород в интрузивах гранитоидного и кварцево-монцонитового состава, как например в Дюлютском лополите в Миннесоте, у *г.* Табанкулу в Пондоленде (Южная Африка), в Сусимяке (Финляндия) и в других местах.

Петрографическое описание главных разновидностей пород

Кварцевые монцониты. Темно- и светлосерые среднезернистые породы с едва заметным розоватым оттенком слагают главное тело массива *г.* Арамазд.

Под микроскопом они часто обнаруживают монцонитовую и редко гипидиоморфнозернистую структуру. Еще реже встречаются порфировидные структуры с гранофировой основной массой в виде прорастания мелких зерен калиевого полевого шпата, с размерами зерен в пределах десятых долей миллиметра.

В минералогическом составе кварцевых монцонитов принимают участие основной андезин, диопсид и энстатит, роговая обманка и биотит вторичного происхождения (за счет пироксена), ортоклаз и кварц. Из акцессорных минералов встречаются апатит и магнетит. Последний часто окружен вторичным биотитом.

В кварцевых монцонитах, на отдельных участках кварц постепенно исчезает и породы переходят в типичные монцониты.

Биотитовое габбро. После кварцевых монцонитов значительное место занимает названная порода. Это довольно свежая светлосерая, среднезернистая порода. На общем светлом фоне заметны темные

блестящие пачки биотита. В минералогическом составе биотитового габбро принимают участие лабрадор (N 65), диопсид, биотит, немного ортоклаз и из акцессорных минералов в заметном количестве магнетит.

Оливиновое габбро, оливин-биотитовое габбро, оливин-биотитово-ортоклазовое габбро, троктолиты и анортозиты

Вся эта серия пород связана с появлением оливина в вышеописанных габбровых породах. Все они являются промежуточными переходами между оливинитами с одной стороны и биотитовыми габбро и монцонитами—с другой.

В минералогическом составе этих пород принимают участие свежий, почти микротиновый основной плагиоклаз выше семидесятого номера, моноклинный пироксен из ряда диопсид-геденбергит, оливин, биотит и калиевый полевой шпат в весьма различных количественных взаимоотношениях, приведенных в табл. 1.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав основных и ультраосновных пород Сваранцского месторождения железа. (Объемные проценты подсчитаны на интеграционном столике)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7
1. Оливин	86	39,5	15	—	30	11	—
2. Плагиоклаз	—	47	60	59,3	5	52	47,5
3. Пироксен	—	—	10	21,3	58	—	17,0
4. Роговая обманка	—	—	—	—	—	21	—
5. Биотит	—	—	9	11,0	—	—	4,8
6. Ортоклаз	—	—	1	—	—	12	27,2
7. Кварц	—	—	2	—	—	—	—
8. Магнетит	12	12,5	2	8,0	4	3	3,5
9. Прочие	2	—	1	0,4	2	1	—

1. Оливинит; среднее из двух образцов.
2. Троктолит; среднее из 4 образцов.
3. Оливин-биотитовое габбро; среднее из 5 образцов.
4. Биотитовое габбро; среднее из 3 образцов.
5. Пироксенит; среднее из 4 образцов.
6. Оливин ортоклазовое габбро; среднее из 4 образцов.
7. Монцонит; среднее из 4 образцов.

Из акцессорных минералов значительное место, особенно в дунитах, занимает магнетит. Второе место занимает апатит, количество которого увеличивается с возрастанием количества магнетита.

Почти все главные минералы в этих породах имеют гипидиоморфную форму. После формирования слегка округленных зерен оливина образовались плагиоклаз и пироксен.

Ортоклаз ксеноморфно заполняет промежутки среди идиоморфных плагиоклазовых зерен, а биотит вторичного происхождения образуется за счет пироксена, и его метасоматические образования окружают изометрические зерна магнетита.

Перидотиты, оливиновые пироксениты и дуниты

Среди этих трех разновидностей ультраосновных пород Сваранцского месторождения железа, первые два по количеству занимают небольшое место. Большинство ультраосновных пород представлено мелкозернистыми и реже среднезернистыми дунитами, которые местами довольно сильно серпентинизированы, местами почти совершенно свежие. В минералогическом составе дунитов кроме оливина важную роль играет магнетит. Количество последнего колеблется в значительных пределах—от 10—12% до 30—40%. Содержание магнетита, концентрации которого рассматриваются как полезное ископаемое, весьма не постоянное, как в различных телах ультраосновных пород, так и в отдельных участках крупных тел. Там, где количество магнетита довольно большое, он образует ксеноморфные зерна с извилистыми контурами и в виде цемента заполняет промежутки оливиновых зерен.

Ниже приводим описание главных породообразующих минералов, которые в различных количественных взаимоотношениях встречаются почти во всех породах основного и ультраосновного комплекса *г.* Арамазд.

Оливин почти везде в этих породах образует округленные свежие кристаллы размером в долю миллиметра, а иногда до 2 *мм*. При серпентинизации приобретает характерную петельчатую структуру. Серпентин большей частью слабожелтого цвета, а иногда окрашен в буро-коричневый цвет.

В плагиоклазовых зернах, при серпентинизации оливина в породе возникают радиальные трещины. Изредка оливин по периферии обнаруживает пойкилитовую каемку, состоящую из пироксена и игольчатых зерен амфибола. Двупреломление оливина большое; $+2V=86—88°$.

Ромбический пироксен встречается чаще в монцонитах и реже в оливиновом габбро. Представлен свежими призматическими зернами, обнаруживает четкий плеохроизм в светлорозоватых тонах по Np и в светлозеленоватых тонах по Ng. По оптическим свойствам минерал принадлежит гиперстену.

Моноклинный пироксен представлен призматическими и слегка зеленоватыми зернами диопсида. По периферии переходит в зеленую роговую обманку, особенно в кварцевых монцонитах. Поперек призматической спайности наблюдается густая и короткая штриховка. Оптические показатели диопсида следующие: $CNg=42°$, $+2V=56°$, $Ng—Np=0{,}028$. Многочисленные мелкие включения магнетита окружены вторичным биотитом. Имеются также пойкилитовые включения мелких зерен плагиоклаза.

Биотит встречается почти во всех разновидностях рассматриваемых пород и везде вторичного происхождения. Значительное место он занимает в троктолитах и оливиновом габбро. Биотит в этих породах окрашен в красновато-бурый цвет и сильно плеохрои-

рует в бурых тонах. Схема абсорбции обыкновенная. Плеохроичные оболочки почти не заметные; часто обнаруживает искривления следов спайности. Кроме биотита за счет пироксена образуется также заметное количество зеленой роговой обманки.

Плагиоклаз в ультраосновных породах встречается в виде редких зерен, составляя 2—3%. В троктолитах и оливиновом габбро содержание плагиоклаза доходит до 60%, а в анортозитах и лабрадоритах количество плагиоклаза составляет 80—90% (фиг. 7).

Фиг. 7. Петельчатая микроструктура магнетитового дунита; ×8; без анализатора.

Совершенно свежие таблитчатые зерна плагиоклаза очень часто ориентированы по направлению полосчатой текстуры породы, являясь выражением структуры течения.

Номер плагиоклаза в кварцевых монцонитах выше 30; номера плагиоклаза в габбровых породах доходят до 70—75, а в троктолитах и анортозитах — до 85—90. В составе плагиоклазов принимают участие также редкие зерна пироксена, оливина, ортоклаза, магнетита, биотита и апатита. Реже встречаются ксеноморфные зерна сфена.

Калиевый полевой шпат в монцонитах и кварцевых монцонитах составляет до 20—27%, а в габбро снижается до 10—12%. В небольшом количестве встречается и в плагиоклазитах.

Ксеноморфные зерна калиевого полевого шпата заполняют промежутки плагиоклазовых зерен в монцонитах; часто обнаруживают пертитовое строение. В крупных кристаллах наблюдаются округленные и оплавленные зерна альбита. Как пертитовое строение калиевых полевых шпатов, так и образование оплавленных зерен кислого плагиоклаза в ортоклазе, является результатом натриевого метасоматоза и альбитизации.

Фиг. 8 Панидиоморфнозернистая структура оливинового анортозита; ×8; николи +.

Магнетит в ультраосновных породах играет важную роль. Его содержание в оливинитах в среднем составляет 12—15%, но местами доходит до 35—40% и реже до 70%, образуя рудные дуниты. Размеры зерен магнетита в пределах 1—2 *мм*. Если в основных поро-

дах магнетит выделяется одним из первых как включение в оливине или в пироксене, то в дунитах он чаще образует ксеноморфные зерна и в промежутках оливиновых зерен играет роль цемента (фиг. 8).

Химическая характеристика рудного дунита (оливинита) по данным Э. Х. Гуляна [6, 7] следующая:

FeO 33—43%	Cr_2O_3 до 3%
MgO 17—21%	MnO до 3%
SiO_2 12—20%	V_2O_3 от следов до 0,05%
Al_2O_3 3— 7%	P_2O_5 до 0,23%

Кроме того, в составе руды принимают участие также B до 0,05%, S 0,03% и As, Pb, Mo, Cu (следы).

Результаты химических анализов наиболее распространенных разновидностей магматических пород Сваранцского месторождения приведены в табл. 2.

Таблица 2

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$+H_2O$	Сумма
1	47,50	0,60	20,10	6,91	4,85	0,08	5,28	10,52	2,18	1,32	1,00	100,32
2	63,54	0,06	14,13	9,31	—	0,07	1,56	3,03	3,61	3,83	1,30	100,50

1. Среднее из 4 анализов оливинового габбро.
2. Среднее из 5 анализов кварцевых монцонитов.

(Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН АрмССР).

Выводы о генезисе основных и ультраосновных пород Сваранцского месторождения железа

1. Описание Лернашенского интрузивного тела приводит к выводу, что в его составе наблюдается явно выраженное вертикальное зональное строение, обусловленное кристаллизационной дифференциацией гранодиоритовой магмы.

В результате этой дифференциации в более глубоких частях интрузии образовались габбро и габбро-диориты, а в верхних горизонтах и в апикальной части образовались гранодиориты, кварцевые монцониты и щелочные сиениты.

2. Большое многообразие горных пород, их текстурно-структурных особенностей и минералогического состава наблюдается главным образом по периферии интрузивных тел, в так называемом „чехле" интрузии, где важную роль играют ассимиляционные процессы и гибридизм. Мощность этого „чехла" составляет примерно 500—600 *м*. Во внешнем чехле интрузивного тела породы имеют диоритовый состав.

3. В пользу этого вывода о роли ассимиляции в процессе формирования разновидностей и многообразии горных пород говорит тот факт, что в более глубоких разрезах в каньонах рек обнаружи-

ваются более однородные и не загрязненные породы габбрового состава, в которых важную роль играют оливин, пироксены и биотит.

О контаминации и гибридизме свидетельствуют мночисленные останцы кровли и ксенолиты порфиритов, которые превратились в роговики и амфиболиты. Наблюдаются также явления гранитизации вмещающих пород.

4. Вся серия основных и ультраосновных пород, а также кварцевых монцонитов, связана между собой постепенными переходами и породы являются сингенетичными образованиями, возникшими как результат дифференциации гранодиоритовой магмы. Все они сложены почти из одних и тех же минералов в различных количественных взаимоотношениях.

5. Вся картина переходов и взаимоотношений основных и ультраосновных пород Сваранцского месторождения напоминает картину у г. Калакар в восточной части Мегринского плутона, описанную Ю. А. Араповым [1], где генезис пород он также объясняет процессами дифференциации и ассимиляции.

Генезис основных и ультраосновных пород Сваранцского месторождения нами представляется следующим образом: эти породы являются результатом повторного восходящего магматического потока из глубоких зон магматического очага, где в результаге дифференциации накопились более основные компоненты гранодиоритового магматического очага. Повторное внедрение является результатом новых тектонических процессов в районе.

В пользу этого вывода говорят следующие факты:

а) широкое развитие полосчатой текстуры в габбровых и ультраосновных породах с почти вертикальным падением разноцветных полос;

б) вертикальная ориентированность таблитчатых плагиоклазовых зерен в этих породах;

в) огнейсование более лейкократовых пород периферической части интрузии в пределах развития основных и ультраосновных пород.

Ереванский гос. университет

Поступила 31.X. 1959

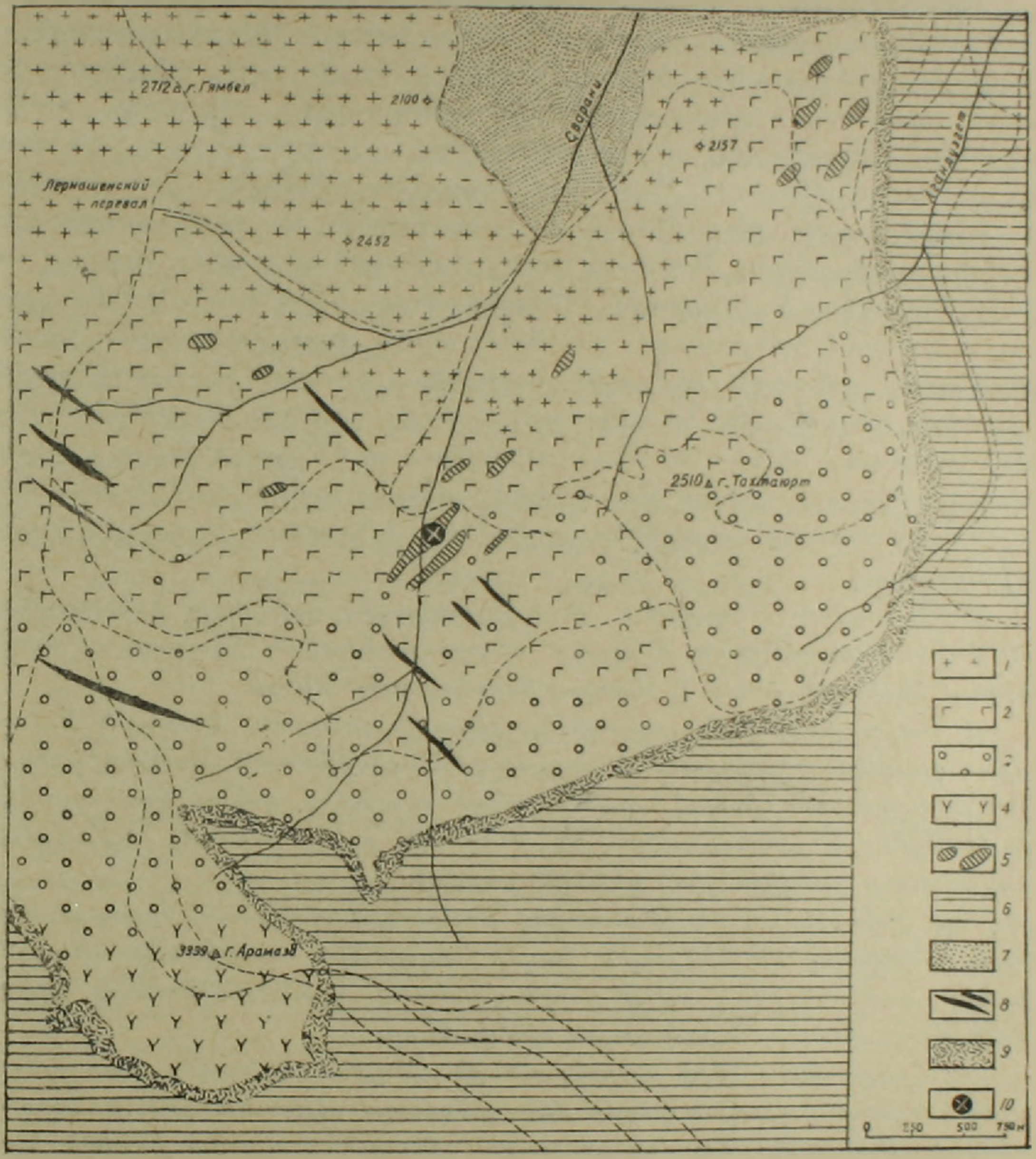
Թ. Շ. ԹԱԴԵՎՈՍՅԱՆ

ԱՐԱՄԱՁՈՐ ԼԵՌԱՆ ՀԻՄՔԱՅԻՆ ԵՎ ՕՒԼՏՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԳՐԱՖԻԱՅԻ ԱՌԻԹՎԻ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին ժամանակներս Բարգուշատի լեռնաշղթայի Արամազդ լեռան հյուսիս-արևմտյան լանջում, Սվարանց գյուղի մոտ հայտնաբերված է երկաթի հանքավայր կապված հիմքային և ուլտրահիմքային ապարների հետ։

Схематическая геолого-петрографическая карта северо-восточных склонов г. Арамазд



1. Гранодиориты и кварцевые монцониты. 2. Троктолиты, габбро, габбро-диориты. 3. Диориты и сиенито-диориты. 4. Розовые сиениты. 5. Шлиры и линзы ультраосновных пород. 6. Порфириты эоцена. 7. Четвертичные образования. 8. Дайки андезитов. 9. Контактовые роговики. 10. Сваранцское месторождение железа.

Հեղինակը սույն հոդվածում տալիս է այդ տեղամասի գեոլոգոպետրոգրաֆիական նկարագրությունը, կապելով վերոհիշյալ ապարները Բարգուշատի լեռնաշղթայի գրանոդիորիտային կազմության այն ինտրուզիվ մարմնի հետ, որը մերկանում է Սիսիանի շրջանի Լեռնաշեն և Դարաբաս գյուղերի շրջակայքում:

Ուսումնասիրված տարածքը (3412 մետր բարձրությամբ), ունի շատ բարդ պետրոգրաֆիական կառուցվածք: Նրա կազմում մասնակցում են գրանոդիորիտներ, կվարցային մոնցոնիտներ և մոնցոնիտներ, ինչպես նաև օլիվին-բրոնիտային գաբրոներ, օլիվին-բրոնիտային-օրթոկլազային գաբրոներ, սրակտոլիտներ, անորթոդիտներ, պերիդոտիտներ, մագնետիտային դունիտներ ու պիրոքսենիտներ: Բոլոր այս ապարները միմյանց հետ կապված են աստիճանական անցումներով և հանդիսանում են գրանոդիորիտային մագմայի ածանցյալներ: Ուսումնասիրված տարածքի հիմնական զանգվածը կազմում են գրանոդիորիտները և կվարցային մոնցոնիտները: Այնուհետև՝ հյուսիս-արևմտյան լանջում հանքավայրի շրջանում զգալի տարածում ունեն օլիվին պարունակող զանազան հիմքային ապարները, որոնցում ուլտրահիմքային ապարները կազմում են համեմատաբար փոքր չափերի մարմիններ: Ինչ թվով հանդիպում են նաև 40 մետր լայնության ու մի քանի հարյուր մետր երկարության, ուղղաձիգին մոտ անկում ունեցող դայկանման ուլտրահիմքային կազմ ունեցող մարմիններ, որոնց հետ և կապված է երկաթի հանքայնացումը:

Սույն հոդվածում արված է վերը հիշատակված ապարների երկրաբանական փոխհարաբերությունը և նրանց պետրոգրաֆիական նկարագրությունը: Վերջում հեղինակն անում է հետևյալ եզրակացությունները.

1. Բարգուշատի լեռնաշղթայի հյուսիսային լանջում, Լեռնաշեն և Դարաբաս գյուղերի շրջակայքում մերկացող գրանոդիորիտային ինտրուզիվ մարմինն ունի որոշակի կերպով արտահայտված ուղղաձիգ զոնալ կառուցվածք, որը հետևանք է գրանոդիորիտային մագմայի բյուրեղացման ընթացքում տեղի ունեցող դրավիտացիոն դիֆերենցացման:

Այդ դիֆերենցացման հետևանքով ինտրուզիվ զանգվածի ստորին մասերում առաջացել են հիմքային կազմի ապարները՝ դունիտներ, պերիդոտիտներ, գաբրոներ, իսկ ավելի վերին մասերում՝ գրանոդիորիտները, կվարցային մոնցոնիտները և ալկալային սիենիտները:

2. Հրային ապարների տարբերակների, ինչպես և նրանց տրուկտուրային և միներալոգիական կազմի մեծ բազմազանությունը լավ է արտահայտված ինտրուզիվ մարմնի արտաքին մասում, այսպես կոչված նրա «պատյանում», ուր լուրջ դեր են խաղացել ասիմիլյացիոն պրոցեսները և հիբրիդիզմը: Այդ «պատյանի» հաստությունը կազմում է շուրջ 500—600 մետր:

3. Այդ եզրակացության օգտին է խոսում այն փաստը, որ ինտրուզիվ զանգվածի խորը կտրվածքներում, գետերի հովիտներում, մերկանում են ավելի միօրինակ գրանոդիորիտային կազմի ապարներ: Հիբրիդիզմի և կոնտամինացիայի մասին են վկայում ինտրուզիվ զանգվածի առաստաղի բազմաթիվ մնացորդները և պորֆիրիտների քանոլիտները, որոնք մասամբ ենթարկվել են դրանիտացման կամ վեր են ածվել եղջրաքարերի ու ամֆիբոլիտների:

4. Ուլտրահիմքային ապարների, դարրոնների, կվարցային մոնցոնիտների և գրանոդիորիտների ու սիենիտների նկարագրված ողջ շարքը կապված է աստիճանական անցումներով և հետևանք է գրանոդիորիտային մագմայի դիֆերենցիացիայի: Այդ շարքի բոլոր ապարները բաղկացած են նույն միներալներից, բայց կանադան քանակական հարաբերությամբ:

5. Հրային ապարների փոխհարաբերության ողջ պատկերը նկարագրված շրջանում խիստ նման է Մեղրու զանգվածի արևելյան մասում գտնվող կալքար լեռան շրջակայքում նկատվող երևույթներին, որը նկարագրված է Յ. Ա. Արապովի կողմից:

Ուլտրահիմքային ապարների առաջացումը հեղինակը դիտում է որպես հետևանք այն բանի, որ արդեն դիֆերենցացված մագմատիկ ավազանի ստորին մասերից շնորհիվ նոր տեկտոնական պրոցեսների վեր է բարձրացել ուլտրահիմքային մագման տեղադրվելով, կամ ավելի ճիշտ ներարկվելով դեռևս չսառած գարրոնային զանգվածի մեջ: Այդ դատողության օգտին են խոսում հետևյալ փաստերը.

ա) գաբրոներում լայն կերպով արտահայտված է զոլավոր ստրուկտուրան, ուր հերթափոխվում են ուլտրահիմքային և հիմքային կազմի զոլերի զարթիայի անկումով.

բ) գարրո-պիրիդոտիտային զոլավոր ապարներում պլագիոկլազների ձողաձև բյուրեղները ունեն գրեթե ուղղաձիգ կողմնորոշում.

գ) ուլտրահիմքային ապարների հարևան մասերում հիմքային ապարներն ունեն գնեյսային ստրուկտուրա:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Арапов Ю. А.* К петрографии сиенито-диоритов горы Каладаш (Армения). Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944.
2. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении, 1958.
3. *Бетехтин А. Г.* Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, под ред. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина, М—Л., 1937.
4. *Габриелян А. А.* Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.
5. *Габриелян А. А.* и *Тахтаджян А. Л.* К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района АрмССР. ДАН АрмССР, № 1—2, 1944.
6. *Гулян Э. Х.* Новое железорудное месторождение в Армении. Бюллетень научно-технической информации, № 5 (17), 1958.
7. *Гулян Э. Х.* Свараницкое железорудное месторождение. Труды управления геологии и охраны недр при Совете Министров Армянской ССР, № 2, 1959.
8. *Егоян В. Л.* Верхнемеловый вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН АзССР, № 6, 1953.
9. *Егоян В. Л. и Хайн В. Е.* Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Доклады АН СССР, том XCL, № 4, 1953.
10. *Маяхасян Э. Г.* Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд. АН АрмССР. 1958.
11. *Мкртчян С. С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.

12. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюзного геол. разв. объедин., вып. 219, 1934.
13. *Паффенгольц К. Н.* Геология Армении. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.
14. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950.
15. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Красносельского района. Изв. АН АрмССР, том IV, № 6, 1951.
16. *Татевосян Т. Ш.* О находке оливинового габбро и троктолитового габбро на Баргушатском хребте. Научные труды Ереванского гос. университета (серия геолог.) том 59, вып. 3, 1957.
17. *Shand S. J.* Eruptive rocks 3-th ed. London—New-Jork, 1947.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ВУЛКАНОЛОГИЯ

К. И. КАРАПЕТЯН

ВУЛКАН СМБАТАСАР

Общие сведения

Среди новейших вулканов Армении Смбатасар занимает особое место. Строение аппарата, оригинальная морфология потоков и характерный петрографический состав продуктов выдвигают Смбатасар в число наиболее интересных вулканических центров страны.

Вулкан расположен на южном склоне Варденисского хребта в 7,5 *км* к северу от сел. Алаяз Ехегнадзорского вайона.

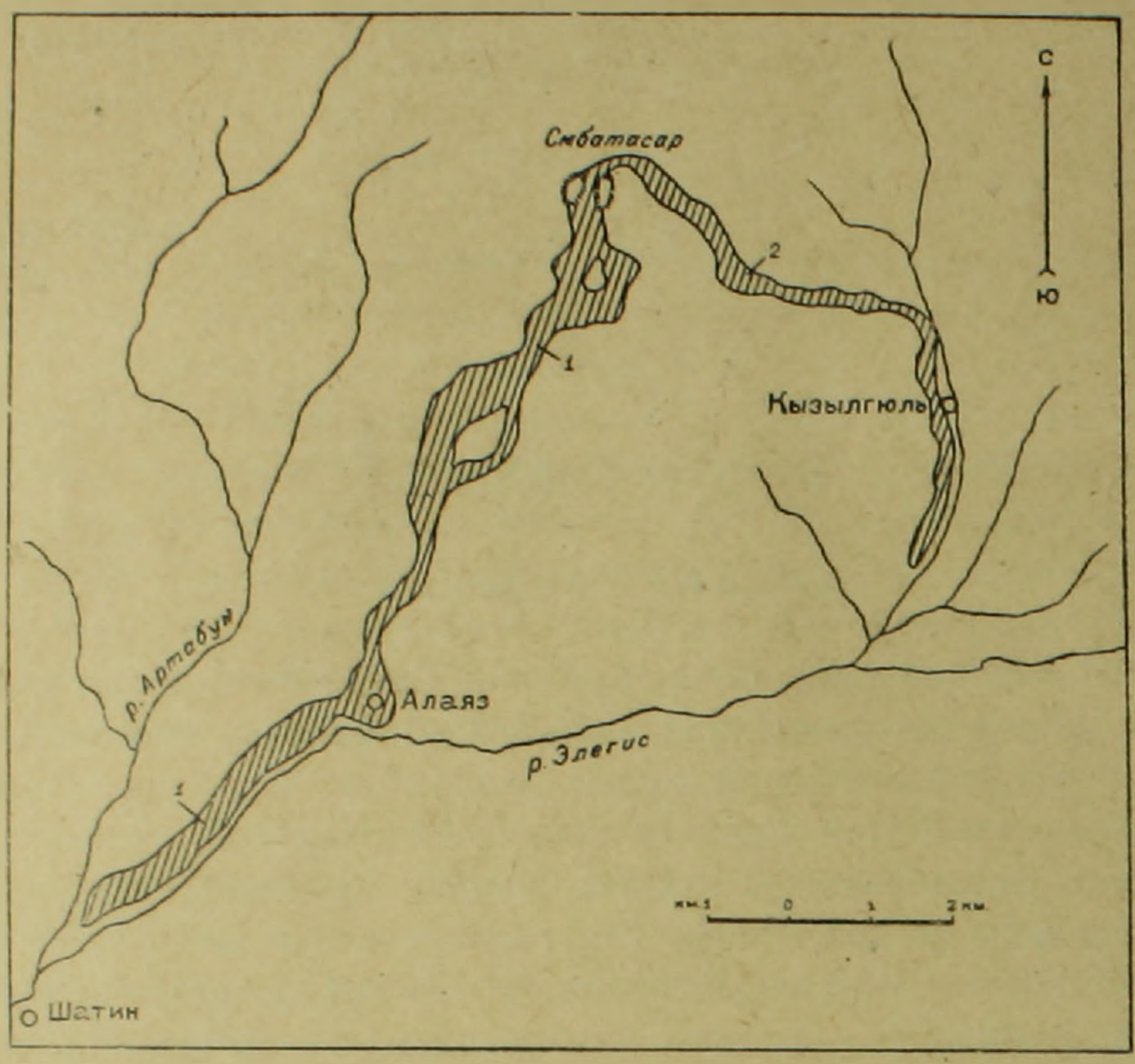
Окрестности Смбатасара слагаются из вулканогенно-осадочных образований эоцена, олигоцена, мио-плиоцена и раннечетвертичных роговообманковых андезито-базальтов и андезитов Варденисского покрова. Третичные серии образуют здесь пологую антиклинальную складку общезакавказского простирания; лавы Варденисского покрова, перекрывающие с резким угловым несогласием эти образования, несколько наклонены к югу, в сторону долины *р.* Элегис.

Позднечетвертичный возраст Смбатасара не вызывает сомнений. Исходя из факта налегания лав вулкана на первую галечную террасу *р.* Элегис и совершенной сохранности вулканической постройки и лавовых потоков, К. Н. Паффенгольц [4] считает, что извержения Смбатасара происходили уже на глазах доисторического человека в послевюрмскую эпоху*.

Первые сведения о вулкане мы встречаем в работе К. Н. Паффенгольца [4], где приводятся краткие данные о лавопаде в окрестностях сел. Алаяз и петрографическая характеристика лав. В последующие годы никаких работ по изучению вулкана и его продуктов не проводилось. Летом 1957 г. Смбатасар изучался автором; на основании этих исследований составлена настоящая статья.

---

* К. Н. Паффенгольц упоминает также о легенде, согласно которой лавами вулкана было погребено древнее поселение Алаяз. Легенда о гибели городов Алаяз и Моз скорее всего связана с катастрофическими землетрясениями 735 или 906 гг., а не с извержениями Смбатасара и Далика.



Фиг. 1. Схематический план Смбатасара и его потоков. 1. Алаязский поток; 2. Кызылгюльский поток.

Строение центра

Вулкан расположен на довольно обширном и пологом куполообразном основании, сложенном лавами Варденисского покрова. Склоны этого „купола" имеют наклон в 3—10°; более крутые из них (северный и южный) и предопределили направление движения лав Смбатасара.

Вулканическая постройка представляет собой небольшой (диаметр основания 600—650 *м*) шлаковый конус, кратер которого прорван лавовыми потоками в северном и южном направлениях. В результате излияния лав конус распался на два изолированных холма, имеющих в плане форму полукругов. Обращенные друг к другу склоны параллельны и круты (до 50—55°); дно реликта кратера занято глыбовой эффузивной лавой. В северной части кратера глыбы достигают 2—3 *м* и образуют поперечное валообразное нагромождение, дающее начало Кызылгюльскому (Айсасинскому) потоку. Южнее этого нагромождения берет начало другой поток Алаязский (Гостунский), сложенный в своих истоках глыбами, размером менее 1 *м*. Выходя из кратера, поток широко разливается и стекает по склону хребта в сторону сел. Алаяз.

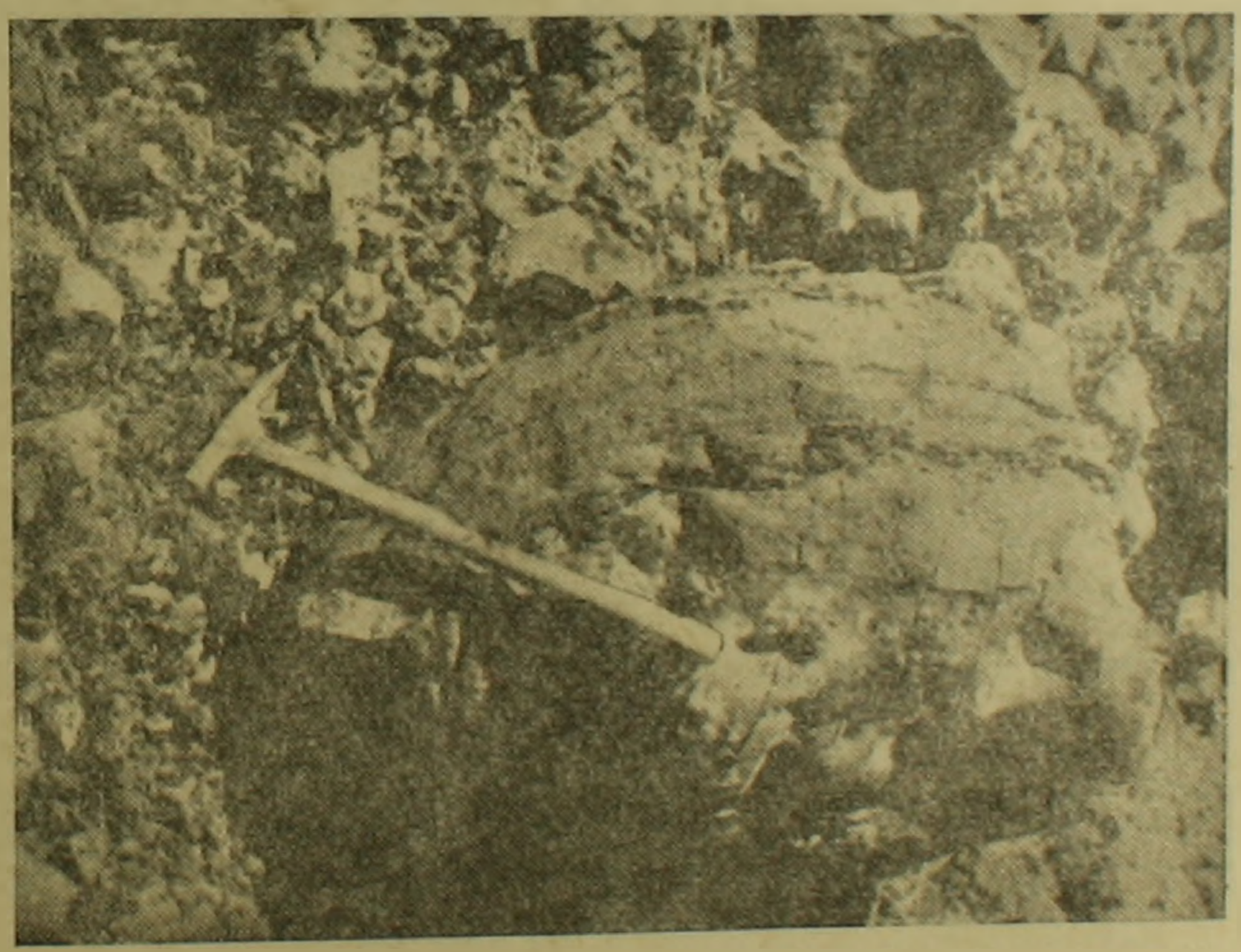
Западный, более крупный, полуконус сложен рыхлым материалом, часто окисленным до кирпично-красного цвета. В отдельных местах „кратерного" склона обнажаются скальные выходы агглютини-

зированных эксплозивных продуктов. Внешние склоны и вершина полуконуса сплошь покрыты свободнолежащей пирокластикой. Высота Смбатасара в этой части достигает 70 *м*; абсолютная отметка вершины (высшая точка вулкана)—3025 *м*.

Материал восточного полуконуса окислен слабее: здесь обычны буроватые и даже серые и темносерые шлаки, лапилли, бомбы и реже—спумолиты. Высота восточной вершины 50 *м*.

Фиг. 2. Вулкан Смбатасар. Вид с юго-востока. 1. Устье Алаязского потока; 2. Кызылгюльский поток.

Помимо шлаков, лапилли и бомб на вулкане встречаются и более плотные эксплозивные обломки того-же состава. В единичных



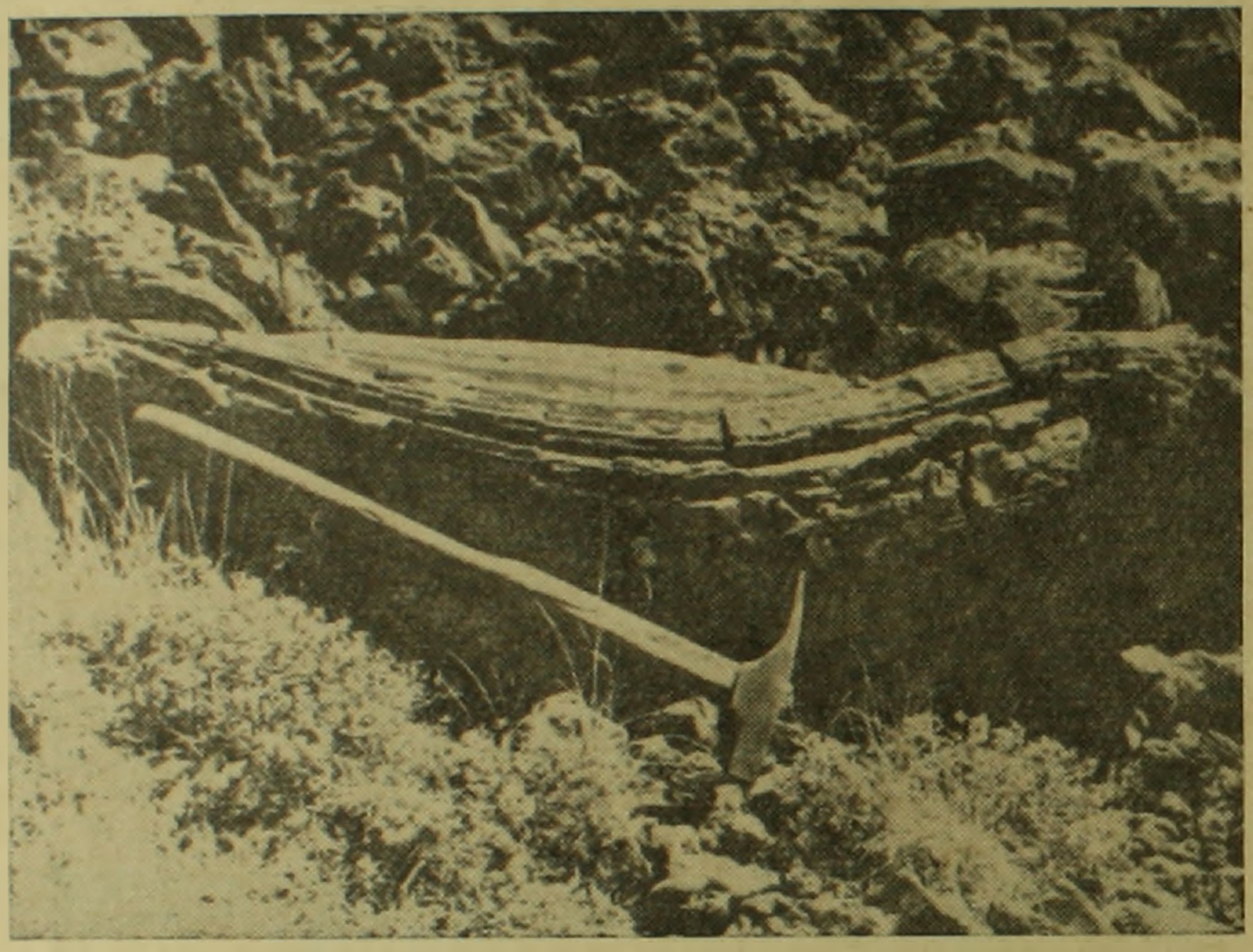
Фиг. 3. Эллипсоидальная бомба.

случаях они пронизаны извилистыми трубочками, выстилаемыми фульгуритовым стеклом [2].

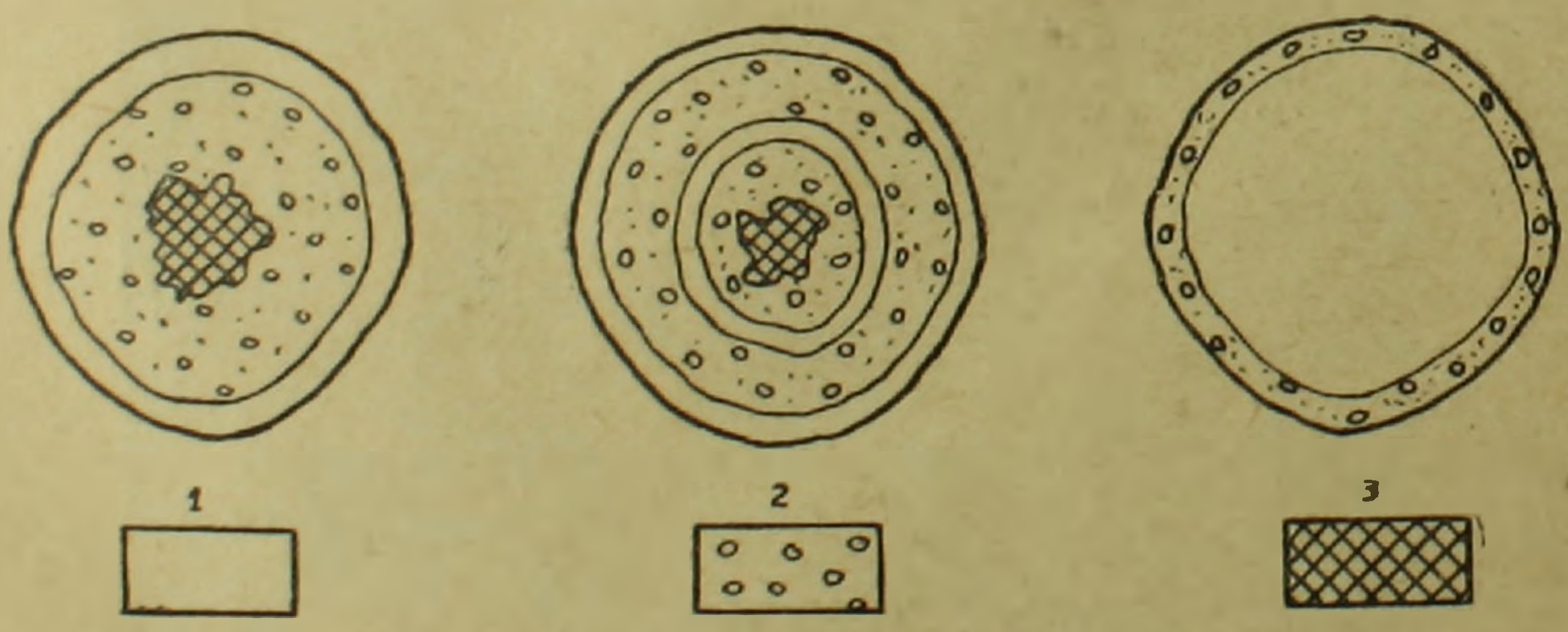
Наибольшим распространением бомбы пользуются на западном

холме, а также в верховьях Алаязского потока, где они растасканы лавами вместе с другой пирокластикой.

Чаще встречаются шлаковые бомбы, характерной чертой которых является отсутствие закаленной оболочки. Морфологически шлаковые бомбы иногда приближаются к веретенообразным и лимонообразным типам; обычно же они образуют причудливые, прихотливые формы. В меньшем количестве встречаются бомбы веретенообразные, грушевидные, лимонообразные, эллипсоидальные и крученые.



Фиг. 4. Веретенообразная бомба.



Фиг. 5. Внутреннее строение бомб 1. Плотная порода 2. Пористая разность 3. Сильно пузыристая, иногда полая часть.

Типичным для этих образований является наличие плотной, тонкопористой оболочки, которая изредка рассекается системой трещинок (крученые бомбы).

Внутреннее строение бомб довольно разнообразно. Большая часть из них обладает крупнопористой, пузыристой или даже полой сердцевиной; некоторые бомбы, лишенные закаленной оболочки, имеют плотное, монолитное ядро. Наконец, довольно часто бомбы слагаются из чередующихся плотных и пористых концентрических слоев.

Обыкновенно размеры бомб измеряются в пределах 20—70 *см* (по длинной оси); отклонения от этих величин в ту или иную сторону редки. На восточной вершине встречена веретенообразная бомба размером в 2,2 *м*.

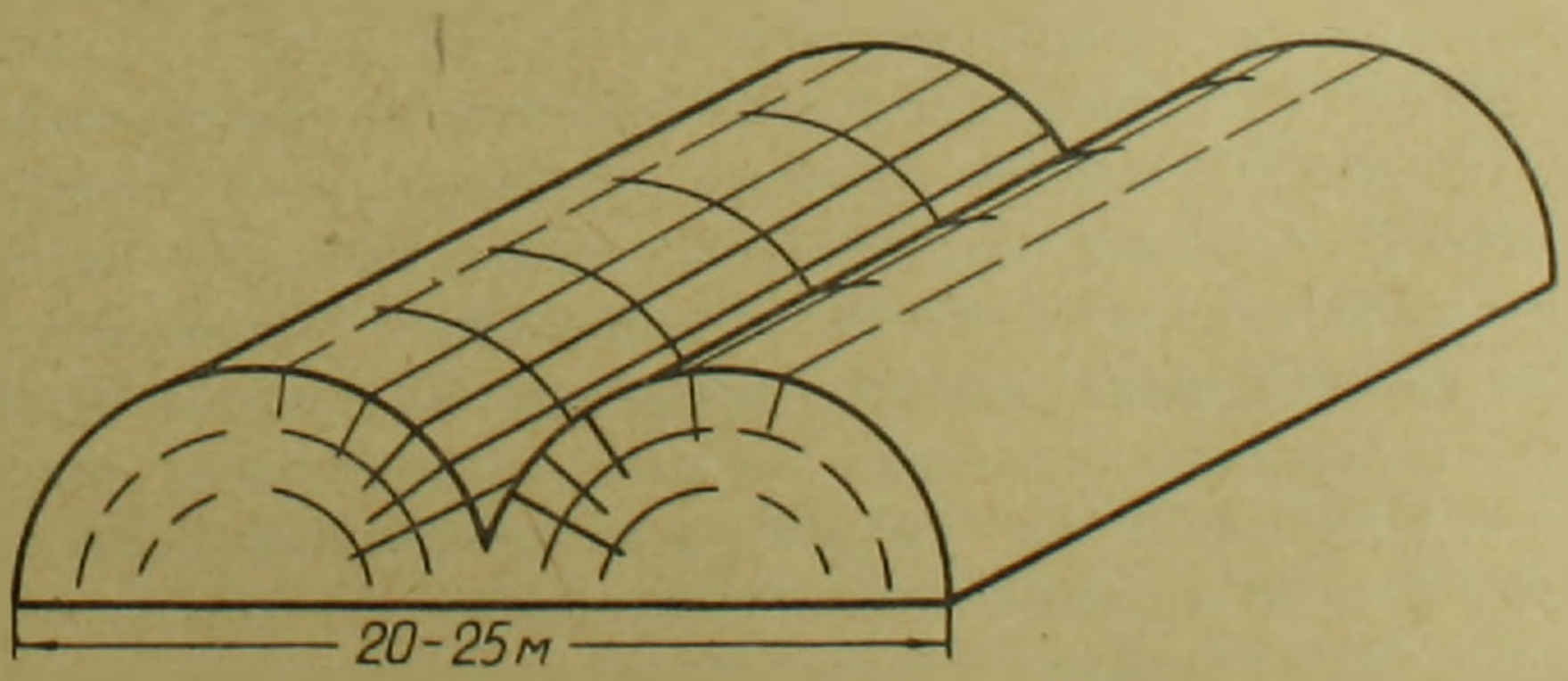
Морфология лавовых потоков

Деятельность Смбатасара выражалась в эксплозиях рыхлого материала и излиянии лав. Излившийся материал образовал два потока, характеристика которых приводится ниже.

Кызылгюльский поток после выхода из кратера постепенно сворачивает на восток и юго-восток, занимая первую террасу одного из правых притоков *р.* Элегис. На протяжении 11 *км* ширина потока изменяется в пределах 20—100 *м*; мощность его от 3 до 15 *м*. В верховьях своих, в местах с небольшим уклоном ложа, поток имеет желобообразную форму.

Алаязский поток, общей длиною около 17 *км*, стекая по южному склону хребта в районе сел. Алаяз довольно крутым лавопадом (на протяжении 1,2 *км*, теряя в высоте 450 *м*), обрывается к ущелью *р.* Элегис и, от самого селения свернув на юго-запад, вытягивается вниз по реке до сел. Шатин, перекрывая первую галечную террасу. Ширина потока меняется в пределах 20—1000 *м*; мощность от 1,5 до 25 *м*.

В верховьях лавопада, там где лава залегает на слабо наклонном ложе, поток шириною 20—25 *м* и мощностью 8—10 *м* имеет своеобразное строение, морфологически напоминая два сдвинутых, приложенных друг к другу горбыля (фиг. 6).



Фиг. 6. Схема (идеализированная) строения лавовой трубки с просевшей кровлей.

По потоку на этом участке, особенно на выпуклостях, обращенных друг к другу, развиты две системы взаимно перпендикулярных трещин, придающие поверхности вид мостовой (фиг. 7). Помимо этого, в поперечном разрезе потока видны концентрические разрывы, дезинтегрирующие лавовое тело на отдельные слои. Степень раскрытия концентрических трещин неодинакова; в осевой части потока они приоткрыты больше.

Фиг. 7. Трещины на поверхности правого „горбыля" лавовой трубки.

Выше этого места, на протяжении 25—30 *м*, на каньонообразном участке, лавовое тело имеет желобообразную форму. Высота бортовых валов достигает 8 *м*; мощность лав в седловине не превышает 2 *м*. Еще выше поток широко разливается гавайской глыбовой лавой мощностью в 1,5 *м*.

Образование подобной структуры потока, как нам думается, можно объяснить следующим образом.

При сравнительно спокойном движении лав по слабо наклонному ложу, предшествующему крутому обрыву, поток с поверхности начал остывать, образовав относительно твердый панцирь, внутри которого еще происходило движение жидкой лавы. После прекращения подачи новых порций жидкого материала, вследствие окончания извержения и быстрого остывания широко разлившихся лав выше этого места, оставшаяся под сводом масса продолжала свое движение, низвергаясь по крутому склону лавопадом.

В результате этого под сводом образовалась пустота, своего рода лавовая трубка или коридор. В дальнейшем, под действием силы тяжести, произошла просадка остывшей (но еще достаточно пластичной) коры в осевой части, почему и поверхность потока при-

няла столь характерный вид. Отсутствие такого рельефа потока выше трубки с просевшей кровлей, видимо, объясняется узким проходом, обусловившим резко неодинаковую скорость в срединной и краевых частях потока, а следовательно и взламывание остывшей корки и образование желобообразной формы.

Фиг. 8. Исток лавопада. Левый „горбыль" лавовой трубки.

В устье лавопада, вследствие резкого изменения наклона ложа потока, образовались своего рода валы коробления, или „наплывные" уступы, на которых и расположена северная часть сел. Алаяз. В некоторых случаях наклон ложа лав определил и микрорельеф поверхности потока. Так, волнистая поверхность на участке просевшей трубки сменяется на лавопаде гавайской глыбовой лавой.

Гавайской глыбовой лавой характеризуются оба потока на большей части своего протяжения.

Поверхности потоков образованы свободнолежащими глыбами, с ограниченными гладкими и реже морщинистыми поверхностями. Размеры глыб обычно не превышают 0,8—1 *м*. У основания конуса, по краевым частям Алаязского потока, такие глыбы, в результате прихвата обломков окисленного шлака, образуют пестрые лавовые брекчии.

Обломки лав пузыристы; на долю каверн приходится до 30% объема. Поры относительно невелики (до 8—10 *мм*), имеют эллипсоидальную форму и распределены в общем равномерно. Особенно хорошо выражена такая поверхность на лавопаде и в нижнем течении Алаязского потока.

Аналогичные накопления глыб наблюдаются и в основаниях потоков. Различия фиксируются только в наличии слабопористых, сглаженных обломков в нижнем подстилающем слое. Принимая схему образования обломочных слоев, предложенную Б. И. Пийпом [5], можно считать, что такие куски образовалась в результате отрыва пластичной массы от внутренней части движущегося потока. Подобные явления наблюдали Б. И. Пийп [5] и Г. С. Горшков [1] при извержениях паразитических кратеров Ключевской сопки.

Часть потока, заключенная между обломочными слоями, более плотная и монолитная; только в верхах ее появляются газовые каверны неправильной формы и довольно крупных размеров (иногда до 7 *см*). Эта часть потока разбита вдоль и поперек трещинами; в наиболее мощных телах (район *с.* Шатин) отдельность приближается к столбчатой.

В разрезе на долю обломочных слоев (нижнего и верхнего) приходится от 1/5 до 2/3 общей мощности потока.

Общая петрографическая характеристика продуктов извержений

Эффузивная лава представлена черно-серой, почти черной, породой с заметными невооруженным глазом выделениями плагиоклаза, клинопироксена, базальтической роговой обманки и, редко, водянопрозрачного кварца. На наиболее низких отметках залегания (около *с.* Шатин) в порах лав отлагается грязнобелое карбонатное вещество.

Продукты Смбатасара резко отличаются от четвертичных лав прилегающих районов высоким содержанием фенокристаллов. В эффузивных лавах распределение вкрапленников более или менее равномерное; структура же эксплозивного материала приближается к спорадофировой.

Минеральный состав излившихся лав в средних числах из 5 количественно-минералогических подсчетов (объемные %) приводится ниже:

фенокристаллы	плагиоклаз	6,6
	клинопироксен	1,9
	базальтическая роговая обманка	1,3
основная масса		90,2
		100,0

Плагиоклаз вкрапленников обычно образует вытянутые по [100] лейстовидные кристаллы размером 0,4—0,8 *мм**. Минерал в этих образованиях чист и прозрачен, иногда трещиноват. Изредка по трещинкам во крапленники проникает основная масса; к ним же тяготеют хорошо ограненные вростки рудного минерала (до 40 μ). Для плагиоклаза характерно зональное строение, причем количество зон иногда достигает 10—12. В одном из таких зерен (обр. 801) были произве-

* Размеры зерен даются по удлинению разрезов

дены замеры*: ядро—40% An; 1 пром. зона—38% An; 2 пром. зона—40% An; 3 пром. зона—35% An; 4 пром. зона—37% An; периферия—35% An.

Как видно из этого примера, а также из ряда определений (17) колебание состава минерала происходит в незначительном интервале (35—41% An).

Реже плагиоклаз бывает представлен крупными (0,5—1,3 *мм*, иногда более 2 *мм*) кристаллами таблитчатой формы, уплощенными по (010). Таблицы сильно оплавлены и загрязнены включениями стекла, иногда полностью гранулирующими плагиоклаз. Определить состав такого плагиоклаза не удалось.

Клинопироксен образует небольшие (0,3—0,7 *мм*) свежие вкрапленники хорошей огранки. Цвет минерала светло-зеленый, в окисленных продуктах буроватый. Довольно часто пироксен образует гломеропорфировые скопления, где он явно идиоморфнее субфенокристаллов плагиоклаза. Для минерала обычна спайность по (110) и двойники по (100); часто кристаллы обладают авгитовым габитусом. Иногда встречаются зональные кристаллы с понижением величины 2v от ядра к периферии (обр. 796): в ядре— $+59^\circ$ ($\frac{x}{x}$); в промежуточной зоне— $+57^\circ$ (x): на периферии -52° (x). В незональных кристаллах было проведено еще 9 определений 2v, в которых колебания происходят в пределах 56—59°; cNg=40—42° (4 опред.); Ng—Np=0,025—0,028.

Базальтическая роговая обманка** представлена вытянутыми по |001| зернами, размеры которых варьируют в пределах 0,4—2,1 *мм*. Роговая обманка опацитизируется: в небольших зернах она полностью замещается рудным минералом, более крупные кристаллы изменяются только по периферии. Кроме того процесс развивается слабее в продуктах со стекловатой основной массой (шлаки, лапилли и т. д.). На стыке с другими минералами фенокристаллов опаковая кайма полностью отсутствует. Роговая обманка плеохроирует от красно-бурых цветов по Ng и Nm, до желтого по Np. В окисленных лавах окраски несколько гуще. Угол оптических осей (4 опред.) равен 62—68°; cNg (3 опред.)=0°; Ng—Np=0,060—0,064.

Очень редко встречаются призматические выделения гиперстена размером 0,4—0,6 *мм*, с обычной схемой плеохроизма. В обр. 801 определены: $2v=-67^\circ$ ($\frac{x}{x}$); Ng—Np=0,011.

Спорадически распределены в массе лавы редкие зерна ксеногенного кварца. Кварц, размеры которого 0,2 *мм*—1 *см*, окаймляется пироксеновым венцом; слагающие венец индивиды соразмерны с микролитами пироксена основной массы.

---

* Для определения состава плагиоклаза была использована диаграмма А. Н. Заварицкого и др. (1958).

** В других работах, где затрагиваются вопросы петрографии лав вулкана, упоминаний о роговой обманке мы не встречаем.

Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, стекла и рудного минерала. Изредка встречаются и мелкие (до 30 μ) иголочки апатита. Переполненное микролитами стекло основной массы темно-серое, в окисленных продуктах темно-бурое, обычно непрозрачное, что является следствием переполнения его мельчайшими выделениями рудного минерала. Показатель преломления темно-серого стекла 1,522 (обр. 807); N окисленного стекла (обр. 807б) = 1,534. Микролиты плагиоклаза, состава 30—35% An, представлены тонкими удлиненными формами и равномерно рассеяны по всему мезостазису. В меньшем количестве распространен пироксен в неправильных, в общем изометричных микролитах с $2V = +48°$ (x) (обр. 803). Структура основной массы обычно гиалопилитовая. В обломочных слоях лавовых потоков и в рыхлом материале мезостазис приобретает стекловатое строение.

В трех образцах лав вулкана были встречены гомеогенные включения (1—5 *см*), отличающиеся от окружающей основной массы более крупными минеральными частицами и меньшим количеством стекла. В шлифе 804 аналогичное образование овалловидной формы (1,6×2,5 *мм*) сложено кристаллами плагиоклаза (60% An), пироксена ($2V = +57°$ (x)) и магнетита.

Химические анализы лав Смбатасара приведены ниже:

Окислы	Обр. 800	Обр. 795	Обр. 108
SiO_2	57,60	57,30	59,68
TiO_2	0,85	0,84	0,77
Al_2O_3	17,62	17,16	15,52
Fe_2O_3	5,03	4,96	2,72
FeO	4,00	4,04	3,18
MnO	0,13	2,13	0,11
MgO	2,62	3,22	2,99
CaO	5,86	6,59	5,92
Na_2O	4,08	4,12	3,95
K_2O	2,74	2,62	2,88
ZrO_2	—	—	0,05
BaO	—	—	0,21
S	—	—	0,06
P_2O_5	—	—	0,48
$-H_2O$	—	—	1,13
$+H_2O$	0,45	0,40	0,18
	100,98	101,40	99,86

Числовые характеристики по Заварицкому			
	обр. 800	обр. 795	обр. 108
a	13,1	12,8	13,0
c	5,4	5,1	3,9
b	14,5	16,5	14,2
s	67,0	65,6	68,9
Q	+2,4	+0,5	+4,7
a/c	2,4	2,5	4,3
f′	56,7	49,2	38,0
m′	30,9	33,0	37,0
c′	12,4	17,8	24,9
n	69,5	70,2	68,1
ι	1,1	1,0	0,9
φ	29,5	25,6	16,1

Обр. 800 взят из р-на кратера по Алаязскому потоку. Аналитик В. Бабаян.

Обр. 795 взят из р-на кратера по Кызылгюльскому потоку. Аналитик В. Бабаян.

Обр. 108 заимствован у К. Н. Паффенгольца [4] (р-н сел. Алаяз). Аналитик Н. Левенфиш.

Химически продукты вулкана тождественны; некоторое отклонение дает анализ 108, которое заключается в пониженном содержании Al_2O_3 и железа, и более высоком проценте кремнезема.

По своему химизму лавы близки и среднему типу авгитовых андезитов Дэли; отличие выражается, главным образом, в высоком содержании щелочей и в отклонениях количества железа (в обр. 795 и 800 больше, в обр. 108 меньше, чем у Дэли).

Образцы лав были изучены спектрографически аналитиками Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном (ИГН АН АрмССР). В одинаковых количествах для обоих потоков были обнаружены: никель, бериллий (0,001—0,003%); кобальт, медь, свинец, галий, иттрий (0,01—0,003%); ванадий, хром, цирконий (0,01—0,03%); ниобий, гафний, литий (0,01%); стронций, барий (0,1—0,3%). Характерно, что анализы лав Алаязского потока показали наличие молибдена (0,001%); в Кызылгюльском потоке этот элемент не обнаружен.

Заключение

Извержения Смбатасара происходили в позднечетвертичное время, когда центр тяжести вулканических проявлений Армении переместился в район Гегамского нагорья. В верховьях бассейна *р.* Арпа, где намечается явная тенденция к постепенному затуханию вулканизма по всему четвертичному циклу, этап выражается лишь в извержениях Смбатасара и Далика.

Деятельность вулкана была приурочена к началу позднечетвертичного этапа в этом районе и отделена от предыдущих эруптивных явлений довольно большим промежутком времени [3].

Комплекс фактов (приведенных выше) позволяет считать, что активная жизнь вулкана складывалась из явлений, близких к таковым типам Стромболи. Смбатасар является типичным моногенным центром, столь характерным для регионов развития ареального вулканизма. В отношении состава продуктов среди позднечетвертичных вулканов Армении Смбатасар составляет исключение; роговообманковые лавы этого возраста неизвестны.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.11.1960.

Կ. Ի. ԿԱՐԱՊԵՏՅԱՆ

ՍՄԲԱՏԱՍԱՐ ՀՐԱԲՈՒԽԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Սմբատասար հրաբուխը գտնվում է Վարդենիսի լեռնաշղթայի հարավային լանջում, Եղեգնաձորի շրջանի Ալայազ գյուղից 7,5 կմ դեպի հյուսիս։

Սմբատասարի շրջակայքը կազմված է էոցենի, օլիգոցենի, միոպլիոցենի հրաբխածին-նստվածքային ապարներից և վաղ չորրորդական հասակի

վարդենիի ծածկոցի լավաններից։ Վերջիններս անկյունային աննշան թեքությամբ ծածկում են երրորդական նստվածքները, որոնք առաջացնում են ընդհանուր կովկասյան ուղղություն ունեցող անտիկլինալ։

Հրաբուխը ներկայացված է ոչ մեծ (հիմքի տրամագիծը 600—650 մ) շլակային կոնով, որի խառնարանը հյուսիսային և հարավային ուղղություններով պատռված է լավային հոսքերով։ Լավայի արտավիժման հետևանքով կոնը բաժանվել է երկու մեկուսացած բլուրների, որոնք հատակագծում ունեն կիսաշրջանային ձև։ Իրար ուղղված լանջերը զուգահեռ են և զառիթափ (մինչև 50—55°), խառնարանի հատակը ծածկված է բևկորային լավայով։

Արևմտյան կիսակոնը կազմված է գորշ և կարմիր գույնի պիրոկլաստիկ նյութից, որը հաճախ ենթարկված է սպիլիտինիզացիայի։ Մեծատասարի բարձրությունն այստեղ հասնում է 70 մ, գագաթի բացարձակ բարձրությունը 3025 մ է։

Արևելյան կիսակոնի ապարներն ավելի թույլ են օքսիդացված։ Բարձրությունն է 50 մ։

Հրաբուխը կազմված է շլակներից, լապիլներից, հրաբխային ռումբերից։ Ռումբերի մեջ ավելի հաճախ են հանդիպում շլակային ձևերը, ավելի քիչ՝ կիտրոնաձև, իլիկաձև, էլիպսաձև և ոլորաձև տեսակները։ Նրանց ներքին կառուցվածքը չափազանց բազմազան է։ Ռումբերի սովորական չափերն են 20—70 սմ։

Հրաբուխի արտավիժած նյութն առաջացրել է 2 հոսք։

Կիզիլ գյուղի հոսքը աստիճանաբար ձգվում է գետի արևելք և հարավարևելք, ծածկելով Էլեգիս գետի աջ վտակներից մեկի առաջին տերասը։ Հոսքի երկարությունը 11 կմ է, լայնությունը՝ 20—100 մ, հզորությունը 3—15 մ։

Ալայազի հոսքը 17 կմ երկարությամբ Ալայազ գյուղի շրջանում զառիթափ լավային կասկադով (1,2 կմ տարածության վրա կորցնելով 450 մ բարձրություն) իջնում է Էլեգիս գետի կիրճը, գրավելով նրա առաջին տերասը։ Հոսքի լայնությունը 20—1000 մ է, հզորությունը՝ 1,5—20 մ։

Լավային կասկադի վերին հոսանքներում, այնտեղ, որտեղ լավան հիմքի վրա տեղադրված է թույլ թեքությամբ, հոսքը 20—25 մ լայնությամբ և 8—10 մ հզորությամբ, ունի յուրահատուկ կառուցվածք (տես՝ նկ. 6)։ Այս տեղամասում գարգացած են երկու փոխադարձ ուղղահայաց ճեղքվածքների սիստեմներ, որոնք մակերեսին տալիս են սալահատակի տեսք։ Բացի այդ, լայնական կտրվածքում նկատվում են համակենտրոն ճեղքվածքներ, որոնք բաժանում են լավային մարմինը առանձին շերտերի։

Նման կառուցվածքը բացատրվում է հետևյալ կերպ։ Դանդաղ շարժման ժամանակ հոսքը մակերեսից սառել է առաջացնելով կարծր ընդ, որի տակ դեռևս շարունակում էր հոսել լավան։ Արտավիժման դադարումից հետո ընդի տակ մնացած հեղուկ զանգվածը շարունակում է հոսել զառիթափ լանջի վրա, առաջացնելով լավային կասկադ։ Հետագայում ծանրության ուժի ազդեցության տակ տեղի է ունենում առանցքային մասի սառած (բայց դեռ բավականին մածուցիկ) կեղևի իջեցում, որի հետևանքով և հոսքի մակերևույթը ընդունում է նման ձև (նկ. 6)։

Երկու հոսքերն էլ իրենց տարածման հիմնական շրջանում ներկայացված են հավասան բևկորային լավայով։

Սմբատասարի պրոդուկտները ներկայացված են հորմբլենդային անդեզիտներով։ Ֆենոկրիստալներում հանդիպում են բարձր ջերմաստիճանային պլագիոկլազներ (№ 35—41), կլինոպիրոքսեն, օպացիտացված հորմբլենդ նրբևմն էլ քսենոգեն կվարցի և հիպերստենի հատիկներ։ Ապարի մեզոստազիսը կազմված է պլագիոկլազի, կլինոպիրոքսենի, հանքային միներալի միկրոլիտներից և ապակուց։ Մեզոստազիսի ստրուկտուրան մեծ մասամբ հիալոպիլիտային է (շլակներում և լապիլներում ապակու քանակը ավելանում է)։ Լավաններում հանդիպում են ոչ մեծ (1—3 սմ) հոմոգեն ներփակումներ։

Ըստ քիմիական կազմի հրաբուխի լավանները մոտենում են Ֆելսու ավդիտային անդեզիտներին, որոնցից հիմնականում տարբերվում են ալկալիների բարձր պարունակությամբ և երկաթի քանակի տատանումներով։

Սմբատասարի ժայթքումները տեղի են ունեցել վերին չորրորդական ժամանակաշրջանում, երբ Հայաստանի հրաբխային երևույթների ծանրության կենտրոնը տեղափոխվել է Գեղամա լեռնաշղթայի շրջանը։

Հրաբուխի գործունեությունը տեղի է ունենում վերին չորրորդական էտապի սկզբում Հայոցձորում և բաժանվում է նախորդ հրաբխային երևույթներից բավականին մեծ ընդմիջումներով [3]։

Փաստերի կոմպլեքսը հնարավորություն է տալիս մտածելու, որ հրաբուխի գործունեությունը արտահայտվել է ստրոմբոլյան տիպի երևույթներով։

Սմբատասարը տիպիկ մոնոգեն կենտրոն է, որը բնորոշ է տվյալ հրաբխականության տարածման շրջանների համար։

Հայաստանի վերին չորրորդական հրաբուխների մեջ Սմբատասարը բացառություն է, կազմում քանի որ այդ հասակի հորմբլենդային լավաններ այլևս հայտնի չեն։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Горшков Г. С.* Извержения новых побочных кратеров Ключевского вулкана „Бюл. вулк. ст.", № 27, 1958.
2. *Карапетян К. И.* Фульгуритовые образования в эксплозивных продуктах некоторых шлаковых конусов Даралагеза. „Изв. АН АрмССР", серия геологич. и географ. наук, т. XI, № 5, 1958.
3. *Карапетян К. И.* К петрографии четвертичных лав Даралагеза. „Изв. АН АрмССР" серия геологич. и географ. наук, т. XII, № 5, 1959.
4. *Паффенгольц К. Н.* Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. „Зап. Мин. об-ва", ч. 60, вып. 11, 1931.
5. *Пийп Б. И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. „Тр. лабор. вулк. АН СССР", вып. 11, 1956.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ш. О. АМИРЯН

О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ РУД ОДНОГО ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Описываемое зологорудное месторождение находится в Армянской ССР. Оно представлено несколькими зонами оруденения широтного—северо-западного простирания, главным образом с южным крутым падением, среди измененных габбро, габбро-перидотитов, перидотитов, серпентинитов и вулканогенно-осадочных пород. Зоны оруденения прослеживаются по простиранию на несколько километров, при мощности от нескольких метров до десятков метров. Контролируются они тектоническими разломами, представляющими собой зоны брекчирования или интенсивной трещиноватости. В пределах этих зон размещены жильные, гнездовидные и линзовидные кварцеворудные тела.

Месторождение характеризуется весьма своеобразным вещественным составом руд, что обусловлено многократностью рудного процесса.

На основании изучения рудных тел и их пространственного взаимоотношения в забоях выработок, минералогического состава, текстурных и структурных взаимоотношений на штуфных образцах и в шлифах, автором выделяется несколько стадий минерализации:

1. Дорудная кварцевая
2. Кварц-пирит-арсенопиритовая
3. Кварц-карбонат-сульфидная (золотоносная)
4. Кварц (халцедоновидный)-карбонат-золоторудная (с Ag, Bi и Te)
5. Кварц-карбонат сульфоантимонитовая
6. Кварц-карбонатная безрудная

Каждая стадия оруденения обособлена во времени и частично пространственно, что подтверждается;

а) полосчатым строением рудных жил, где отдельные полосы сложены минеральными агрегатами отдельных стадий и часто отделены тектоническими швами с тонкой глинкой, содержащей минеральное вещество предыдущих стадий;

б) пересечением жил и прожилков, сложенных минеральными агрегатами различных стадий. Брекчированием сцементированием агрегатов ранних стадий последующими.

Схема

последовательности выделения минералов

Минералогический состав	Стадии минерализации					
	I Дорудная кварцевая	II Кварц-пирит-арсенопиритовая	III Кварц-карбонат-сульфидная	IV Кварц-карбонат-золоторудная (с Ag, Bi, Te)	V Кварц-карбонат-сульфоантимонитовая	VI Кварц-карбонатовая безрудная
Кварц						
Хлорит						
Серицит						
Хромит*						
Ильменит*						
Магнетит*						
Рутил*						
Гематит*						
Пентландит*						
Пирротин*						
Пирит						
Арсенопирит						
Халькопирит						
Блеклые руды						
Сфалерит						
Галенит						
Моркозит						
Линнеит						
Полидимит						
См-хлоантит						
Кобальтин *						
Леллингит						
Герсдорфит						
Глаукодот						
Никелин*						
Раммельсбергит*						
Миллерит*						
Золото						
Тетрадимит						
Алтаит						
Гессит						
Петцит						
Коловерит						
Сильванит						
Мелонит						
Теллуровисмутит						
Станнин						
X_1						
X_2						
X_3						
Антимонит						
Бурнонит						
Буланжерит						
Джемсонит						
Кальцит						
Анкерит						
Сидерит						
Родохрозит						
Халцедон						
X_4						
X_5						

*) Эти минералы встречаются редко и появление их связано с переотложением Cu, Ti, Fe, Ni, связанных с вмещающими породами

Пространственное разобщение стадий рудоотложения на месторождении осложняется наложением их друг на друга в результате повторных приоткрываний ранних трещин; вследствие этого наблюдается совмещение минеральных агрегатов различных стадий.

Дорудная кварцевая стадия минерализации

К этой стадии мы относим линзы, гнезда, жилы кварца, которые развиваются как в рудных зонах, так и за их пределами, по всему рудному полю. Размер их колеблется до нескольких десятков метров в длину при мощности 0,1—3 *м* для жил и 0,2—15 *м* для гнезд и линз. Они сложены почти целиком молочно-белым, массивным, крупнозернистым кварцем.

Кварц-пирит-арсенопиритовая стадия минерализации

Рудные тела представлены жилами до 155—200 *м* длиною, при мощности 0,01—0,3 *м* и гнездами, расположенными в пределах тектонических зон дробления.

Под микроскопом руды сложены из зернистых агрегатов пирита и арсенопирита с примесью леллингита. Порядок кристаллизации: пирит-арсенопирит-леллингит. Для этих руд характерны: массивная, вкрапленная и брекчиевая текстуры.

Эти руды практического интереса на Au и Ag не представляют, исключая те участки, где они подверглись воздействию позднейших минерализующих растворов.

Кварц-карбонат-сульфидная (золотоносная) стадия минерализации

На месторождении хорошо развита. Рудные тела развиваются как в основных зонах, так и за их пределами, в габбровых породах. Руды сложены кварцем и карбонатом в сопровождении сульфидов.

Жилы и прожилки в габбровых породах прослеживаются на 400—500 *м* по простиранию и 300—350 *м* по падению при мощности 0,5—6 *см*.

Боковые породы иногда слабо изменены: хлоритизированы, окварцованы, пиритизированы, карбонатизированы, каолинизированы.

Для жил характерны гребенчатые, массивные и полосчатые текстуры. Руды этой стадии сложного состава, в них присутствуют: кварц, карбонаты (кальцит, анкерит, родохрозит, сидерит), родонит, пирит, халькопирит, арсенопирит, марказит, сфалерит, блеклые руды, галенит, пирротин, смальтин-хлоантит, герсдорфит, линнеит, полидимит, кобальтин, станнин, бурнонит, золото, алтаит, гессит, сильванит, петцит.

Пирит один из распространенных минералов этой стадии, представлен как зернистыми агрегатами, так и идиоморфными кристаллами. Пирит выделился первым и замещается: сфалеритом, галенитом, халькопиритом и другими минералами. В полях пирита наблюдаются многочисленные включения золота и теллуридов округлой, овальной, каплевидной формы, размером 0,001—0,01 *мм*. Кроме включений, они образуют микроскопические прожилочки и выделения неправильной формы в трещинах пирита и интерстициях зерен.

Арсенопирит после пирита второй минерал по распространенности. Встречается в двух генерациях: одна коротко и толстопризматическая, другая низкотемпературная, игольчатая; последняя также представлена радиально-лучистыми агрегатами и зернами, размером 0,01—1 *мм*.

В местах развития низкотемпературного арсенопирита наблюдаются также выделения марказита в тесном срастании с пиритом, в виде тонко-кристаллических, перьевидных, копьевидных агрегатов и зерен, размером 0,001—0,01 *мм*.

Сфалерит представлен двумя разновидностями: темной, богатой железом и более светлой. Преобладает темная разновидность.

В темном сфалерите спектральными анализами обнаружены: Cd—3%, In—0,01%, Ag—0,01%, Au—0,01%. Под микроскопом в полях сфалерита наблюдаются эмульсионные включения халькопирита, станнина, пирротина.

Халькопирит и блеклые руды являются здесь наиболее распространенными минералами. В полях этих минералов наблюдаются включения пирита, арсенопирита, полидимита, золота и других минералов. С другой стороны они замещаются теллуридами и сульфоантимонитами.

Блеклые руды тесно срастаются с халькопиритом, образуют прожилочки в полях его или каймы вокруг полей халькопирита. По-видимому, присутствуют: тетраэдрит, теннантит и фрейбергит (?).

Пирротин тесно ассоциирует с другими сульфидами этой стадии. Почти всегда в срастании с халькопиритом. Образует аллотриоморфно-зернистые агрегаты. Прожилочки и язычки халькопирита очень часты в полях пирротина. Пиротин также содержит включения золота и теллуридов.

Галенит встречается спорадически. Образует идиоморфные кристаллы и ксеноморфные агрегаты, размером 0,03—2 *мм*. С галенитом срастается минерал, у которого $R < R$ галенита, но выше R блеклой руды, заметно двуотражающий, анизотропный, светло-серый с зеленоватым оттенком, с низкой твердостью. По всей вероятности является сульфосолью свинца (обозначен индексом X_4).

Линнеит-полидимит образуют идиоморфные выделения и цепочковидные агрегаты, размером 0,0 —0,1 *мм*. Почти всегда замещаются золотом и теллуридами.

R у этих минералов меньше чем R пирита, двуотражения нет, изотропные, линнеит кремово-белого цвета, а полидимит кремово-белый с розовым оттенком. Полируются хорошо. Твердость у них вы-

сокая. Характерны идиоморфные, изометрические выделения кубической сингонии.

Наличие этих минералов подтверждлается спектральными анализами, по которым содержание Co и Ni доходит до 0,01—0,03%.

Смальтин-хлоантит представлены мелкими идиоморфными кристаллами и зернистыми агрегатами. Самостоятельные выделения имеют зональную структуру, что хорошо выявляется после травления HNO_3. Неоднородность этих минералов наблюдается и в иммерсии, где в агрегатах отдельные зерна отличаются оттенками цветов: одни имеют сиреневый оттенок, другие—кремовый.

R у этих минералов выше чем R пирита, двуотражения нет, изотропные, белого цвета, с высокой твердостью. Травятся HNO_3.

Эти минералы выделялись одновременно с другими арсенидами и сульфидами Co и Ni, из коих в незначительных количествах присутствуют: герсдорфит, кобальтин, никелин, миллерит и раммельсбергит. Из них никелин, миллерит и раммельсбергит в тесном срастании, находятся в гнездовидных телах, в измененных габбро.

Станнин Cu_2FeSnS_4 встречается очень редко, в незначительных количествах в той же ассоциации. Образует выделения неправильной формы на краях агрегатов сфалерита и эмульсионные включения в полях последнего. Содержание олова в сфалеритах по спектральным анализам составляет 0,003—0,04%.

Бурнонит $2PbS \cdot Cu_2S \cdot Sb_2S_3$ встречается в незначительных количествах в ассоциации с сульфидами, а также в пятой стадии минерализации с антимонитом и сульфоантимонитами. Представлен изометрическими выделениями размером 0,05—0,1 *мм*. В зернистых агрегатах отчетливо наблюдаются пластинчатые, параллельные двойники.

Кварц-карбонат-золоторудная (с Ag, Bi и Te) стадия минерализации

Эта стадия самая интересная по составу и содержанию золота и серебра. Здесь встречаются следующие минералы: кварц, карбонаты, золото, алтаит, тетрадимит, теллуровисмутит, мелонит, сильванит, калаверит, гессит, петцит, нагиагит (X_3), X_2.

Преобладающими являются: тетрадимит, теллуровисмутит, алтаит, калаверит, нагиагит, золото.

Рудные тела: гнезда, жилы, прожилки, столбы развиваются по зальбандам кварцевых жил и тектонических зон. По простиранию жилы прослеживаются на 100—150 *м* при мощности 0,1—0,5 *м*. Размер изометрических тел составляет 0,1—0,5 *м* в поперечнике, но часто руды этой стадии наложены на другие и пространственно не обособлены.

Золото один из главных компонентов на месторождении и в рудах этой стадии в особенности. Образует различные формы: пластинчатые, изометрические, неправильные, нитевидные, дендритовидные, комковидные и другие.

Размер золотин варьирует от микроскопических до 1 *см*^{2} для пластинчатых при мощности пластинок 0,05—0,1 *мм*, до 2—3 *мм* для изометрических и до 0,5 *см* в длину для удлиненных.

Преобладающим является тонкодисперсное золото. Кроме самостоятельных выделений, золото образует тесные срастания с теллуридами.

Встречаются золотины с различными цветными оттенками: светло-желтые, зеленовато-желтые, красно-желтые и темножелтые, что, по-видимому, обусловлено примесями.

Спектральными анализами в нем обнаружены Ag, Bi, Cu, Fe, Pb, Hg, Co, Ni и другие элементы. Проба золота колеблется в пределах 700—800.

На верхних горизонтах присутствует также вторичное золото бледно-желтого цвета, большие скопления которого наблюдаются в местах окисления теллуридов. Выделения вторичного золота червеобразные, в виде точек и скоплений различных форм. Золото в виде округлых и чешуйчатых выделений наблюдается и в лимоните.

Таким образом, по форме нахождения в рудах присутствует: а) самородное свободное золото, б) самородное тонкодисперсное золото в сульфидах, в) золото в соединении с Te и Ag и г) вторичное золото, высвобожденное при окислении теллуридов и сульфидов.

Тетрадимит $2Bi_2Te_3 \cdot Bi_2S_3$ один из распространенных теллуридов. Встречается в виде таблитчато-зернистых и листоватых агрегатов, размером до 1—2 *см*^{2}.

В тесном срастании с тетрадимитом находится еще один минерал белого цвета с высокой отражательной способностью, двуотражением, анизотропностью, со спайностью, низкой твердостью, который предварительно определен как теллуровисмутит.

Кроме тетрадимита, на месторождении И. Г. Магакьяном определена сурьмянистая разновидность теллуровисмутита с формулой $Bi_{10}SbTe_{17}$.

Мелонит $NiTe_2$ встречается спорадически. Представлен в виде таблитчатых-листоватых агрегатов розового цвета, в срастании с другими теллуридами.

Имеет высокую отражательную способность, двуотражающий (в розовых тонах), анизотропный (в фиолетовых тонах), розовый, мягкий, но рельеф у него выше чем у остальных теллуридов Спектральные анализы показали больше 10% Ni и Te.

В тесном срастании с мелонитом присутствует еще один минерал, R которого ниже R мелонита, но выше R пирита. Слабо двуотражающий, анизотропный, мягкий, темно-красно-розового цвета, с плохой полировкой. Травится HNO_3. Предварительно определен как фробергит (обозначен индексом X_1).

Алтаит PbTe совместно с тетрадимитом, нагиагитом, риккардитом описан Т. А. Твалчрелидзе. Распространенный теллурид в рудах. Встречается в двух ассоциациях: с сульфидами и с другими теллуридами.

Образует ксеноморфные выделения размером 0,01—0,5 *мм*. Имеет высокую отражательную способность ($R \sim 60\%$), ΔR нет, изотропный, белого цвета, с зеленоватым оттенком, мягкий, со спайностью, иногда с треугольниками выкрашивания, от HNO_3 вскипает. Присутствие подтверждается также микрохимически.

Калаверит $AuTe_2$, *сильванит* $(Au, Ag)\ Te_2$ описываются здесь впервые. Встречаются в ассоциации с тетрадимитом, золотом, гесситом, петцитом, алтаитом, мелонитом. Представлены чешуйчатыми, листоватыми агрегатами, размер которых составляет 1 $см^2$, мощность пластинок 0,005—0,01 *мм*.

Сильванит встречается также в ассоциации с сульфидами. Присутствие этих минералов подтверждается минераграфическими, микрохимическими и спектральными данными.

На верхних горизонтах за счет них образуется вторичное золото.

Гессит Ag_2Te, *петцит* $(Ag, Au)_2\ Te$ встречаются в двух ассоциациях: с сульфидами и с теллуридами. Представлены выделениями изометрической и неправильной формы.

Отражательная способность гессита меньше отражательной способности галенита, но выше R блеклой руды; минерал двуотражающий, анизотропный, серого цвета с коричневым оттенком, мягкий, с пластинчатой сдвойникованностью, от HNO_3 буреет.

У петцита $R < R$ гессита, двуотражение не заметно, изотропный, светлосерый с голубоватым оттенком, мягкий, без спайности, от HNO_3 буреет.

В полях тетрадимита наблюдаются выделения еще двух минералов (обозначены: X_2 и X_3).

У минерала X_2 $R > R$ галенита., двуотражение заметное, сильно анизотропный, светлосерого цвета, мягкий, без спайности, внутренных рефлексов не имеет. Образует выделения неправильной формы. От HNO_3 травится (пильзенит?).

У минерала X_3 R близко к R галенита, двуотражение слабое (в иммерсии), слабо анизотропный, белого цвета, по сравнению с тетрадимитом серый с голубоватым оттенком, мягкий. Образует удлиненные, тонкопризматические выделения. Травится от HNO_3. Предположительно определен как нагиагит. Спектральные анализы тетрадимита показали высокое содержание свинца, сурьмы.

Кварц-карбонат-сульфоантимонитовая стадия

В минералогическом составе этой стадии участвуют: кварц (водяно-прозрачный), карбонат, антимонит, джемсонит, геокронит, бурнонит, в виде редкой и мелкой вкрапленности пирит, халькопирит. Из вторичных: кермезит, сенормантит, валентинит.

Эти руды образуют жилы и гнезда и секут тела предыдущих стадий. Для них характерны вкрапленные, друзовые текстуры.

Антимонит встречается часто. Представлен идиоморфными крис-

таллами призматической формы и радиально-лучистыми агрегатами. Размер агрегатов 1—3 *см*, длина шестоватых зерен до 2—3 *см*. Иногда совместно с водяно-прозрачным кварцем заполняет друзовые пустотки молочно-белого кварца.

Джемсонит $2PbS \cdot Sb_2S_3$, *геокронит* $5PbS \cdot Sb_2S_3$ встречаются спорадически. Образуют удлиненные, волосовидные, короткопризматические выделения с ромбическим сечением. Часто они нарастают на агрегаты антимонита или совместно с фукситом заполняют друзовые пустотки кварца.

Отражательная способность у джемсонита больше R блеклой руды, ΔR слабое, анизотропный, белый с зеленоватым оттенком, мягкий, спайность перпендикулярно удлинению заметна хорошо, но иногда не наблюдается. От HNO_3 травится слабо.

Отражательная способность у геокронита ниже чем у джемсонита, двуотражение с трудом заметно в иммерсии, анизотропный, мягкий, светло-серого цвета, наблюдается тонкая сдвойникованность. Травится от HNO_3.

Спектральными анализами установлены целые проценты Pb, Sb, As.

В ассоциации с этими минералами участвует еще один минерал светлосерого цвета с отражательной способностью около 30—35%, слабым двуотражением, анизотропностью, низкой твердостью, волосовидными выделениями (обозначен индексом X_5). Спектральными анализами в мономинеральной пробе установлены целые проценты Pb, Sb, As и 0,3% Ni.

Кварц-карбонатная безрудная стадия

Безрудные тела сложены кварцем, хальцедоном, кальцитом. Образуют маломощные, невыдержанные прожилки, жилы и секут руды ранних стадий по всевозможным направлениям.

Подводя итог вышеизложенному, можно отметить, что из приведенных шести стадий минерализации по золотоносности важными являются две: кварц-карбонат-сульфидная (золотоносная) и кварц-карбонат-золоторудная (с Ag, Bi и Te). Значение минеральных агрегатов других стадий повышается в связи с наложением на них вышеуказанных стадий.

Золото — Висмут — теллуровые руды широко представлены в верхних горизонтах.

Из приведенных минералов (см. список) при комплексной переработке руд практическое значение могут иметь теллуриды, минералы Cu, Sb, As, Au и Ag.

СПИСОК

минералов описываемого месторождения

Первичные минералы				Вторичные минералы	
Рудные		Нерудные			
часто встречающиеся	редко встречающиеся	часто встречающиеся	редко встречающиеся	часто встречающиеся	редко встречающиеся
Хромит*	Магнетит*	Кварц*	Барит*	Окислы и гидроокислы железа*	Медь самород.*
Пирит*	Ильменит*	Анкерит*	Магнезит**		Куприт*
Арсенопирит*	Гематит*	Кальцит*	Доломит**		Эритрин*
Пирротин*	Кобальтин*	Хальцедон*	Сидерит		Борнит*
Кубанит*	Никелин*	Родонит		Монтанит*	Аннабергит*
Сфалерит*	Пентландит*	Родохрозит		Скородит*	Бисмит**
Халькопирит*	Герсдорфит*			Ковеллин*	Хризопраз**
Бл. руды*	Виоларит*			Малахит*	Диккит**
Марказит*	Галенит*			Азурит*	Брусит**
Линнеит*	Миллерит*			Гарниерит*	Керолит**
Полидимит*	Раммельсбергит			Кварц*	Сепиолит**
Золото*	Петцит			Опал*	Заратит**
Тетрадимит*	Нагиагит*			Магнезит*	Золото
Золит ***	Висмутин*			Хлорит*	Серебро
Гессит	Купровисмутит*			Халькозин*	Эммонсит
Алтаит*	Теллур самородн.*			Непуит**	Балентинит
Антимонит*	Риккардит*			Халцедон*	Сенармонтит
X_1	Леллингит			Каолинит**	Кермезит
X_2	Смальтин			Серицит	Хрисоколла
X_3	Бравоит*			Фуксит	
	Хлоантит			Бисмутит*	
	Сильванит			Псиломелан	
	Калаверит				
	Мелонит				
	Бурнонит				
	Джемсонит				
	Геокронит				
	Станнин				
	Глаукодот				
	Рутил*				
	Теллуровисмутит				
	X_4				
	X_5				

* Минералы определены Г. А. Твалчрелидзе.

** Минералы определены Г. А. Мачабели.

*** Зодит определен И. Г. Магакьяном.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.III.1959.

Շ. Հ. ԱՄԻՐՅԱՆ

ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻՑ ՄԵԿԻ ՀԱՆՔԱՓԱՐԻ ՆՅՈՒԹԱԿԱՆ ԿԱԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Նկարագրվող ոսկու հանքավայրը գտնվում է Հայկական ՍՍՌ-ում: Այն ներկայացված է մի քանի գոնաններով, նրանց ճյուղավորություններով, երակներով, երակիկներով և այլ ձևի հանքամարմիններով:

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են պերիդոտիտներ, գաբրո-պերիդոտիտներ, գաբրոններ, սերպենտինիտներ և հրաբխանստվածքային ապարներ: Ողու հանքավայրը բնորոշվում է հանքաքարերի յուրահատուկ նյութական կազմով, որը պայմանավորված է հանքային պրոցեսի բազմակիությամբ:

Հանքամարմինների և նրանց տարածական փոխհարաբերությունների ուսումնասիրությունը հանքախորշերում, ինչպես նաև հղկված նմուշների ուսումնասիրությունները միկրոսկոպի տակ հնարավորություն են տալիս առանձնացնելու հանքայնացման մի քանի տեսակներ՝

1. Մինչհանքային՝ կվարցային: 2. Կվարց-պիրիտ-արսենոպիրիտային: 3. Կվարց-կարբոնատ-սուլֆիդային (ոսկեր): 4. Կվարց (խալցեդոնանման) կարբոնատ-ոսկեբեր (արծաթի, բիսմուտի և թելուրի հետ): 5. Կվարց-կարբոնատ-սուլֆոանտիմոնիտային: 6. Ոչ հանքարեր կվարց-կարբոնատային:

Ներկայացված տեսակներից ոսկեբերության և արծաթի պարունակության առումով կարևոր են երկուսը՝ կվարց-կարբոնատ-ոսկեբերը և կվարց-կարբոնատ-սուլֆիդայինը: Սրանցից առաջինը գերակշռում է վերին հորիզոններում:

Ոսկին հանքավայրում գտնվում է չորս ձևով՝ ա) բնածին՝ ինքնուրույն, բ) նուրբ դիսպերսիոն՝ սուլֆիդներում՝ գ) քիմիական միացությունների և դ) երկրորդական, որն առաջացել է թելուրիդների քայքայումից:

Քանի որ հանքայնացման առանձին տեսակները վերադրված են մեկը մյուսի վրա, ապա բացի վերը նշված երկուսից, որոշակի նշանակություն են ձեռք բերում նաև մյուս տեսակները:

Կվարց-կարբոնատ-սուլֆիդային տեսակում ոսկու մի մասը և թելուրիդներից՝ ալթաիտը, հեսիտը, պետցիտը, սիլվանիտը ներկայացված են մանրահատիկ, կլորավուն, կաթիլանման անջատումներով, որոնք հիմք են տալիս ենթադրելու, որ սուլֆիդները և հիշատակված միներալներն անջատվել են միաժամանակ:

Բացի նման ձևի անջատումներից, նրանք առաջացնում են աչքով անտեսանելի երակիկներ և անկանոն անջատումներ, բայց այս անգամ արդեն սուլֆիդների ճեղքերում և միջհատիկային տարածություններում:

Կվարց-կարբոնատ-ոսկեբեր տեսակն ավելի բարդ է հանքային միներալոգիական կազմով: Այդ տեսակում գործող լուծույթներից անջատվել են՝ ալթաիտը, մելոնիտը, հեսիտը, պետցիտը, կալավերիտը, սիլվանիտը, թելուրոբիսմուտիտը, նագիագիտը և այլ թելուրիդներ:

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геолог. и географич. науки

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Г. И. ГВАЙТА, Я. Г. ТЕР-ОГАНЕСОВ

О ПОИСКАХ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РАДИОАКТИВНЫМИ МЕТОДАМИ

Из опыта работ по поискам месторождений урана радиометрическими методами следует, что на площадях радиометрических аномалий, не представляющих практического интереса в отношении уранового оруденения, могут быть обнаружены месторождения редких и рассеянных элементов и других полезных ископаемых.

При аэрорадиометрических и наземных поисках в различных частях территории СССР были зафиксированы аэроаномалии, на площади которых в процессе наземной проверки обнаружены месторождения и рудопроявления редких и рассеянных элементов, молибдена, вольфрама, ванадия, титана, фосфора, полиметаллов, меди и др. Значительные месторождения тантала и ниобия, а также редких земель обнаружены радиометрическими методами.

Многие месторождения редких и рассеянных элементов, а также цветных металлов содержат в своем составе радиоактивные элементы, которые и создают аномальные гамма-поля в пределах месторождения, обуславливая таким образом возможность применения радиометрических методов в целях поисков месторождений нерадиоактивных полезных ископаемых.

Применение радиометрического метода при поисках нефтяных и газовых месторождений дали положительные результаты и в настоящее время этот метод в нефтяной промышленности получил широкое признание.

Значительная часть обследованных известных месторождений нефти и газа достаточно четко выделяется на аэрорадиометрических картах пониженными значениями величины гамма-поля по сравнению с обрамляющими залежь повышенными значениями гамма-поля.

Экспериментальных исследований по разработке радиометрического метода поисков редких и рассеянных элементов, полиметаллов и др. полезных ископаемых пока еще весьма мало, но уже имеющиеся данные позволяют с определенностью говорить о целесообразности применения радиометрических методов при поисках нерадиоактивных руд.

Уран и торий присутствуют в месторождениях нерадиоактивных руд обычно в тысячных, реже сотых долях процента, очень редко достигая десятых долей процента, в связи с чем не создают больших значений интенсивности гамма-поля, изменяясь в пределах от 15 до 25 гамм, редко достигая 50—100 гамм, по наземным данным, или отмечаются аномалиями при поисках с самолета в 10—15—20 гамм (значения приведены к 1-му метру от поверхности земли). Высокие содержания радиоактивных элементов обычно являются исключением.

Источником радиоактивности в месторождениях редких и редкоземельных элементов являются урансодержащие и торийсодержащие минералы (торит, монацит, ксенотим, ловчоррит, циртолит, малакон, пирохлор, фергюсонит, эвксенит и др.), а также урановые минералы (уранинит, отенит, торбернит и др.).

Урансодержащие и торийсодержащие минералы наиболее часто встречаются в парагенетической ассоциации с минералами редких элементов (с бериллом и колумбитом—танталитом в пегматитах, с бериллом и вольфрамитом в грейзенах и т. д.), а некоторые из них сами являются источниками редких и редкоземельных элементов (пирохлор, ловчоррит, фергюсонит, монацит, ксенотим и др.).

Урансодержащие минералы характеризуются изменчивым содержанием урана от следов до нескольких процентов, сложным химическим составом, изоморфизмом. Характерным для урансодержащих минералов является присутствие тория, обычно в количествах превышающих содержание урана. Минералы богатые иттрием (например ксенотим) содержат главным образом уран, минералы богатые церием содержат значительные количества тория;в последних уран обычно отсутствует или находится в весьма малых количествах (монацит, циркон, алланит и др.). Урансодержащие минералы в месторождениях редких элементов самостоятельные скопления образуют редко и чаще присутствуют как сопутствующие компоненты.

Уран и торий с многими редкими и редкоземельными элементами образуют изоморфные замещения и создают различные комплексные соединения (тантала, ниобия, редких земель, титана и др.). Уран и торий, кроме того, присутствуют нередко в месторождениях редких элементов, как изоморфная или механическая (включения) примесь нерудных минералов—в апатите, сфене, цирконе, флюорите (темнофиолетовой окраски) и др.

Таким образом, благодаря частой связи большинства редких элементов с урановыми и ториевыми соединениями, создается возможность применения при поисках радиоактивных методов.

Природа радиометрической аномалии, которая устанавливается в пределах месторождения редких и рассеянных элементов, ее форма, интенсивность и расположение в пространстве определяются генетическим типом месторождения редких элементов.

Среди магматогенных месторождений редких элементов выделяются два класса: собственно магматический и пегматитовый.

Ниже остановимся на наиболее интересных в промышленном отношении типах месторождений и связанных с ними радиоактивных аномалиях.

Собственно магматические месторождения являются одним из основных источников редкометального сырья. Среди собственно магматических месторождений можно выделить три подтипа, связанные со щелочными интрузиями:

а) Ранне-магматический подтип. Рудные минералы распределены равномерно в виде тонкой вкрапленности в самой интрузивной массе (например, в нефелиновых породах) и представлены лопаритом, ловчорритом, дизаналитом или кнопитом. Присутствует в значительных количествах апатит. Радиоактивные минералы представлены торитом, ловчорритом и др. Природа радиоактивного начала аномалии, отмечающей месторождение, ториевая. Форма аномалии—изометричная, площадная. В зависимости от эрозионного среза интрузии наблюдается и соответствующее расположение аномалии. При слабо вскрытой щелочной интрузии аномалией отмечается весь выход интрузии. При наличии сильно эродированной интрузии аномалия располагается по периферии интрузии. При наличии сильно расчлененного рельефа местности, где расположена интрузия, аномалия принимает более сложную форму.

б) Постмагматический подтип. Оруденение связано с поздними процессами замещения, из которых основным является альбитизация. Представлено оруденение обычно цирконом в двух его модификациях (циртолитом, содержащим уран и малаконом, содержащим торий) и ниобийсодержащими минералами: пирохлором (в нефелиновых сиенитах), поликразом или фергусонитом (если альбитизация происходила в щелочных сиенитах), колумбитом (при альбитизации, протекавшей в щелочных гранитах). Приурочено оруденение к зонам альбитизации в щелочных породах, которые обычно расположены по периферии массива, в пределах апикальных его частей, на участках апофиз интрузии или по зонам тектонических нарушений.

Радиоактивные аномалии четко фиксируют зоны альбитизации даже при довольно высоком натуральном фоне всего щелочного массива. Природа радиоактивных аномалий смешанная, обычно с преобладанием ториевой.

в) Третий подтип—постмагматические месторождения, связанные с ультраосновными щелочными породами. Оруденение приурочено к карбонатитам. Рудные минералы: пирохлор и гатчеттолит, а также карбонаты и фтор-карбонаты редких земель (бастнезит, паризит). Кроме того присутствуют радиоактивные минералы: торианит, монацит и циркон, в связи с чем карбонатиты всегда отличаются повышенными значениями радиоактивности. Природа аномалий урано-ториевая.

Строение интрузивов зонально-концентрическое, внутренняя часть обычно сложена карбонатитом, который окружен кольцевой зоной щелочных пород. Внешняя зона сложена пироксенитами. При таком строении интрузивного тела интенсивность радиометрической анома-

лии убывает от центра к периферии. Карбонатитовые образования располагаются чаще всего вдоль региональных разломов, что отражается на ориентировке аномалии.

Месторождения редких элементов, связанные с пегматитами как известно имеют меньшее практическое значение. Залегают редкометальные пегматиты обычно в апикальных частях гранитных массивов или в экзоконтакте последних.

Радиоактивные минералы гранитных пегматитов представлены урановыми и урансодержащими минералами. К урановым минералам относятся: уранинит и продукты его окисления. К урансодержащим минералам относятся танталониобаты, титанаты, силикаты циркония и редких земель. Торий здесь является обычным спутником урана, присутствуя в виде торита, ураноторита монацита, ортита и др.

Скопления урановых и урансодержащих минералов в гранитных пегматитах имеют локальный характер. Образуют они обычно отдельные гнезда, которые преимущественно располагаются в верхних дифференцированных участках. Радиоактивные минералы встречаются не всюду в пределах пегматитовых полей, а присутствуют только в отдельных жилах.

Распределение радиоактивных минералов в гранитных пегматитах и размещение гранитных пегматитов в самом интрузивном массиве отражаются на форме и расположении аномалий, фиксируемых радиометрической аппаратурой.

Поля распространения пегматитовых тел обычно выделяются аномальными значениями небольшой интенсивности по отношению к общему, часто повышенному фону интрузии. Природа радиоактивного начала аномалий смешанная, с преобладанием тория. Форма радиоактивной аномалии—площадная с отдельными локальными участками повышенной интенсивности.

Пневматолито-гидротермальные месторождения бериллия, молибдена, вольфрама и олова и гидротермальные, преимущественно редкоземельные, месторождения (паризита, баснезита в ассоциации с гематитом, флюоритом и сульфидами), также представляют интерес в отношении возможности их обнаружения радиоактивными методами. Рудные проявления приурочены преимущественно к тектоническим швам, трещинам, дислоцированным участкам, как в приконтактовых, так и в апикальных частях интрузий или же располагаются за пределами ее. Видимой связи между радиоактивностью самих изверженных пород (интрузивов) и их рудоносностью не наблюдается, но эта связь часто проявляется в более поздних постмагматических проявлениях, создающих повышенные концентрации как радиоактивных элементов, так и других полезных ископаемых (Ti, W, редкие земли и т. д.).

Урановые и урановосные минералы в месторождениях этой группы представлены уранинитом, торианитом, монацитом, ксенотимом и др.).

Природа радиоактивных аномалий, фиксируемых радиометрической аппаратурой смешанная, часто с преобладанием урана или урановая. Радиоактивные аномалии располагаются вдоль трещин различного генезиса. Форма аномалии преимущественно локальная.

Россыпи минералов редких и рассеянных элементов в ряде случаев также могут быть обнаружены радиоактивными методами.

Урансодержащие ниоботанталаты при формировании россыпей более быстро подвергаются механическому разрушению, чем например, колумбит. Последний в элювиальных и делювиальных россыпях, а также в верхах речного аллювия встречается иногда в значительных скоплениях, нередко вместе с касситеритом и вольфрамитом.

Урансодержащие силикаты циркония или редкоземельные минералы (монацит) особенно устойчивы к процессам механического воздействия и гидратации, благодаря чему выносятся на значительные расстояния вниз по течению реки, где накапливаются в значительных количествах вместе с магнетитом, ильменитом, рутилом и т. д. и обуславливают создание радиоактивных аномалий.

Выше приведенные примеры ассоциации радиоактивных элементов с редкими и редкоземельными элементами не отражают всех возможных случаев и требуют пополнения. Радиоактивные излучения, отмечающие месторождения редких элементов имеют в большинстве случаев преимущественно ториевую или смешанную природу радиоактивного начала; а аномалии, отмечающие месторождения редких элементов могут иметь площадную или локальную форму.

Наиболее эффективным радиометрическим методом поисков нерадиоактивных руд—является самолетный метод.

В связи с тем, что некоторые месторождения редких элементов (например, литийносные пегматиты) не содержат радиоактивные элементы, районы перспективные в части возможности обнаружения месторождений редкометального сырья при отрицательных данных аэрогеофизических поисков должны быть изучены другими методами.

Радиометрические поиски должны быть систематическими и носить комплексный характер. Тщательному изучению подлежат аномалии как урановой, так и смешанной и ториевой природы как площадной, так и локальной формы.

Решающим в оценке радиометрических аномалий, обнаруженных при поисках редкометального сырья должны быть факторы металлогенические, геохимические и структурные, характеризующие определенный тип месторождений.

Преимущество самолетных радиометрических поисков перед другими методами заключается в высокой их производительности, что позволяет исследовать этим методом целые регионы.

Используя присутствие магнетита в ряде месторождений редких элементов (карбонатитовые месторождения, россыпи монацита, циркона и др.) следует применять комплексную аэромагнитную и аэрогам-

масъемку, что позволит более полно осуществлять интерпретацию гамма-аномалий.

Уже имеются данные, что радиометрическим методом могут быть обнаружены месторождения алмазов (кимберлиты базальтового семейства значительно менее активны по отношению к окружающим породам гранитного состава), бокситов (где в глинистых прослоях присутствуют U, Ni, Co и Cu), фосфоритов, титана, медистых песчаников, горючих сланцев и др.

Москва

Поступила 15.IV.1960

Տ. Ի. ԳՎԱՑՏԱ, Յ. Գ. ՏԵՐ-ՕԳԱՆԵՍՈՎ

ՌԱԴԻՈԱԿՏԻՎ ՄԵԹՈԴՆԵՐՈՎ ՀԱԶՎԱԴՅՈՒՏ ԵՎ ՑՐՎԱԾ ԷԼԵՄԵՆՏՆԵՐԻ ՈՐՈՆՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում քննարկվում են ռադիոմետրիկ մեթոդների կիրառման հարցերը հազվագյուտ և ցրված էլեմենտների, ինչպես օրինակ՝ մոլիբդենի, վոլֆրամի, բազմամետաղների, տանտալի, նիոբիումի, հազվագյուտ հողերի, բերիումի, տիտանի և այլն որոնման ժամանակ: Այդ մեթոդի հիմքում ընկած է ռադիոակտիվ էլեմենտների մշտական հայտնաբերումը հազվագյուտ և ցրված էլեմենտների հանքավայրերում, որոնք վերջինիս սահմաններում առնչվում են անոմալ գամմա դաշտեր:

Ռադիոակտիվ էլեմենտները (ուրան և թորիում) առաջացնում են ուրան և թորիում պարունակող միներալների մի ամբողջ շարք (թորիտ, մոնացիտ, քսենոտիմ, օրթիտ, լովչորիտ, ցիրտոլիտ, պիրոքլոր, ֆերգյուսոնիտ, էվքսենիտ և այլն), որոնք պարագենետիկորեն կապված են հազվագյուտ էլեմենտների (բերիլի և կոլումբիտի հետ՝ պեգմատիտներում, բերիլի ու վոլֆրամի հետ՝ գրեյզեններում և այլն), իսկ նրանցից մի քանիսը իրենք հենց հանդիսանում են հազվագյուտ էլեմենտների աղբյուրներ (պիրոքլոր, լովչորիտ, ֆերգյուսոնիտ, մոնացիտ, քսենոտիմ և այլն):

Ինչպես ցույց է տվել աշխատանքի փորձը, ռադիոմետրիկ մեթոդներով հայտնաբերված անոմալ գամմա դաշտերը տարբեր գենետիկական տիպի հանքավայրերի մոտ ունեն տարբեր ձև, ինտենսիվություն և տեղադրում տարածության մեջ, որոնք փոխվում են կախված էռոզիոն կտրվածքի խորությունից: Այսպես՝ բուն-մագմատիկ հանքավայրերի խմբի վաղ-մագմատիկ ենթախմբում (օրինակ՝ նեֆելինալին սիենիտները լոպարիտի, կնոպիտի, լովչորիտի հետ) անոմալիայի բնույթը թորիումային է, ձևը՝ իզոմետրիկ, ուշ-մագմատիկ ենթախմբում (ալբիտացված ալկալալին սիենիտները և գրանիտները ցիրտոլիտի, մալակոնի, ուրան և թորիում պարունակող ախտանանիորատանների հետ) անոմալիան սովորաբար խառն է՝ թորիումալինի գերակշռությամբ, ձևերը համընկնում են ալբիտացման գոնաների հետ:

Եվ վերջապես կարբոնատիտներում (ուլտրահիմքալին ալկալային ապարներ պիրոքլորի, բաստնզիտի, պարիզիտի հետ) անոմալիան ուրանթորիումային է, ձևը՝ գոնալ կոնցենտրիկ:

Գրանիտային պնդմատրիտներում ատնոտալանիտրատների, հազվադեպ հողերի և այլ մինեռալների հետ անոմալիան խառը տիպի է՝ ֆոտոհումալինի դերասկզոռ ֆլյամբ, անոմալիայի ձևը՝ մակերևսային, բարձր ինտենսիվության տեղամասերի լոկալ տարածմամբ։

Պնևմատոլիտային հիդրոթերմալ հանքավայրերում ուրանի մինեռալների հետ միասին ռադիոակտիվ մեթոդներով կարող են հայտնաբերվել նաև Be, Mo, Ni, Sn *և այլն։ Սրանց համար անոմալիան ուրանայինն է, ձևը՝ լոկալ, սովորաբար երկարաձգված։ Յրոններին համար բնորոշ է խառը անոմալիան, ձևերը կարող են լինել բազմազան։*

Առավել ացիոնալ է, երբ անդոռադիոմետրիկ մեթոդը զուգակցվում է մետալոգենիկ, գեոքիմիական, տրուկտուրային հետազոտություններով։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексев Ф. А.* Радиометрический метод поисков нефти, состояние разработки метода и опыт его применения. Всесоюзная научно-техническая конференция по применению радиоактивных и стабильных изотопов и излучений в народном хозяйстве и науке. Доклады Ак. наук СССР, 1957.
2. *Гинзбург А. И.* Генетические типы месторождения редких элементов. Разведка недр, № 6, 1937.
3. *Мелков В. Г., Пухальский Л. Г.* Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат. 1957.
4. *Ферсман А. Е.* Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. Ак. наук СССР, 1939.
5. *Власов К. А.* Генезис редкометальных гранитных пегматитов. Изд. АН СССР, 1955.
6. *Тер-Оганесов Я. А., Гвайта Т. И., Зубова В. И., Рощин Ю. Б.* Методика и техника аэрогеофизических поисков месторождений урана за рубежом. Сборник геология урана—приложение к журналу „Атомная энергия", № 6, 1957.
7. Atomic instruments in diamont prospecting. Atomics and atomic technology V 6. № 1, 9, 1955.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. наука

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К. А. КАРАМЯН, А. С. ФАРАМАЗЯН

О СТАДИЯХ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Каджаранское медно-молибденовое месторождение по классификации И. Г. Магакьяна [7] является типичным представителем месторождений медно-молибденового семейства руд. Месторождение находится в Кафанском районе Армянской ССР и генетически связано с порфировидными гранодиоритами третичного возраста.

Геологическому строению месторождения посвящены обстоятельные работы [1, 9. 8].

В геологическом строении месторождения участвуют породы вулканогенной толщи нижнего эоцена и прорывающие их интрузивные породы Мегринского плутона, к северной окраине которого приурочено месторождение.

В приконтактовой полосе, в результате воздействия интрузии на вмещающие породы, порфириты ароговикованы. Ширина полосы контактовых роговиков изменчива и варьирует от 300—350 *м* до 25 *м*.

В районе рудного поля проходит контакт между двумя разновозрастными интрузиями Мегринского плутона: 1) монцонитами и 2) порфировидными гранодиоритами. Этот контакт имеет северо-западное простирание и по существу является западной границей рудного поля. Контакт тектонический — осложненный последующими тектоническими подвижками, выражен в виде довольно мощной зоны дробления, так называемого, Таштунского разлома. Разлом является основной контролирующей структурой, к висячему боку которого приурочены рудоносные структуры.

Большую роль в геологическом строении месторождения играют дайки гранодиорит-порфиров, имеющие два основных направления: 1) близширотное—северо-западное (280—300°) с падением как на север, так и на юг; 2) северо-восточное (50—70°) с падением на северо-запад.

Помимо даек гранодиорит-порфирового состава в рудном поле отмечается целая серия даек диорит-порфиритового лампрофирового состава. По отношению к основной гидротермальной минерализации

весь комплекс даек рудного поля является дорудным, что устанавливается многочисленными фактами пересечения наиболее поздних даек рудными прожилками.

Оруденение в основном локализовано в монцонитах и территориально совпадает с участком максимального развития даек гранодиорит-порфиров. В порфировидных гранодиоритах отмечается лишь слабая минерализация пирита, молибденита и халькопирита в виде примазок и вкрапленности.

В рудном поле Каджаранского месторождения отмечается два основных морфологических типа оруденения: 1) штокверковый (прожилково-вкрапленный) и 2) жильный.

Штокверковый тип оруденения имеет большое площадное распространение. Породы здесь пронизаны рудными прожилками всевозможного направления и различной густоты; штокверковые зоны вытянуты в общем согласно с общим простиранием даек порфиров. На общем фоне штокверкового оруденения выделяются отдельные обогащенные металлами участки, обусловленные различной густотой прожилков в монцонитах.

Жильный тип оруденения имеет подчиненное значение. Простирание жилы северо-западное и северо-восточное; первые развиты в западной частирудного поля, вторые—в восточной.

Вдоль даек порфиров монцониты подвержены интенсивному гидротермальному изменению, которое слабеет по мере удаления от даек. На Центральном участке указанные измененные породы сливаются в единую мощную зону измененных пород, с которой и связаны наиболее богатые оруденелые участки.

В пределах рудного поля отмечаются отдельные изолированные друг от друга рудоносные участки, имеющие сходный с Центральным участком тип минерализации.

1. Стадии минерализации и их возрастные взаимоотношения

Одним из важных вопросов геологии и оруденения Каджаранского месторождения является вопрос стадийного развития главной рудной минерализации, составляющей основную промышленную ценность месторождения.

Минералогии Каджаранского месторождения, где специально затронут вопрос стадий минерализации, посвящены работы М. П. Исаенко (1949, 1953, 1959), Г. О. Пиджяна (1956), а также работа А. Г. Казаряна [4], освещающая гидротермально измененные породы Каджаранского месторождения.

В вопросе выделения стадий минерализации различные авторы проявляют совершенно различный методический подход, что и приводит к значительному разнобою во взглядах на количество

стадий минерализации и их возрастную последовательность. Так, выделение стадий минерализации на Каджаранском месторождении по М. П. Исаенко претерпело следующую эволюцию (табл. 1):

Таблица 1

Годы исследования	Последовательность стадий минерализации							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
1949	кварцевая	молибденовая	сульфидная	кварц-карбонатная	—	—	—	—
1953	кварцевая	кварц-молибденовая	кварц-сульфидная	энаргит-халькопирит-кварцевая	карбонатная	кварц-халцедон-карбонатная	—	—
1959	пиритовая	кварцевая	кварц-молибденовая	халькопиритовая	галенито-сфалеритокварц-карбонатная	кварц-энаргитовая	карбонатная	кварц-халцедон-доломитовая

Указанный автор считает, что последняя схема является универсальной для всех медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа с некоторыми изменениями для того или иного месторождения.

В работе Г. О. Пиджяна (1946), посвященной также минералогии Каджаранского месторождения, процесс гидротермальной деятельности расчленяется на шесть стадий: 1) медная, 2) кварц-молибденовая, 3) медно-молибденовая, 4) кварц-карбонат-полиметаллическая, 5) карбонатная и 6) карбонат-халцедоновая.

Вопросы стадийного развития Каджаранского месторождения освещены также в работе А. Г. Казаряна [4], где автор расчленяет весь процесс гидротермальной деятельности на 8 стадий в последовательности: 1) кварц-ортоклазовая, 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-халькопиритовая, 4) кварц-пиритовая, 5) кварц-галенит-сфалеритовая, 5) анкеритовая, 7) халцедоновая и 8) гипсовая. Данная схема является наиболее близкой к предлагаемой авторами настоящей статьи, отличаясь лишь отсутствием некоторых стадий. Следует отметить, что при выделении стадий минерализации А. Г. Казаряном учтены реальные случаи пересечения прожилков различного состава, поэтому как у А. Г. Казаряна, так и у авторов данной статьи получены совершенно идентичные данные по взаимоотношению ряда стадий.

Выделение стадий гипогенной минерализации проведено авторами на основе ряда критериев, доказывающих разновозрастность этих образований. К ним прежде всего относятся: 1) пересечение различ-

ных парагенетических и минеральных ассоциаций; 2) разобщенность их в пространстве; 3) приуроченность их к совершенно различным тектоническим структурам; 4) различный характер гидротермальной измененности пород, связанный с отдельными стадиями минерализации.

В рудном поле Каджаранского месторождения проявились два этапа постмагматической деятельности: 1)связанный с монцонитовой интрузией и 2) связанный с интрузией порфировидных гранодиоритов, во время которой происходит формирование медно-молибденовой минерализации, составляющей основную ценность Каджаранского месторождения.

Постмагматическая деятельность, генетически связанная с монцонитами, проявилась в рудном поле довольно слабо и выражена в образовании высокотемпературной магнетит-амфиболовой, биотитовой и кварц-турмалиновой минерализации в контактовой зоне монцонитов с роговиков.

1) Амфиболизация проявляется в тесной связи с монцонитами и территориально подчинена эндоконтакту, протягиваясь вдоль северного контакта монцонитов до восточной границы интрузии. Здесь отмечаются довольно широко роговообманково-магнетитовые прожилки, гнездообразные и пятнистые выделения роговой обманки и магнетита. Указанные образования проявляются как в самих монцонитах, так и в роговиках и даже в порфиритах.

По-видимому, одновременно с амфиболизацией проявляются и биотитизация монцонитов, которая выражается в образовании метасоматических прожилков биотита, гнездообразных скоплений и пятнистых проявлений площадной биотитизации.

2) Кварц-турмалиновые жилы имеют ограниченное распространение в рудном поле, приурочены также к эндоконтакту монцонитов с порфиритами.

Турмалинизация проявляется как в виде жил, так и метасоматических образований по аплитовым жилам в виде турмалиновых солнц, метасоматических прожилков и пятнистых выделений во вмещающих породах. Наряду с турмалином из рудных минералов отмечаются: магнетит, халькопирит, пирит и, реже, молибденит. Последние имеют в жилах второстепенное значение и встречаются в виде вкраплен-

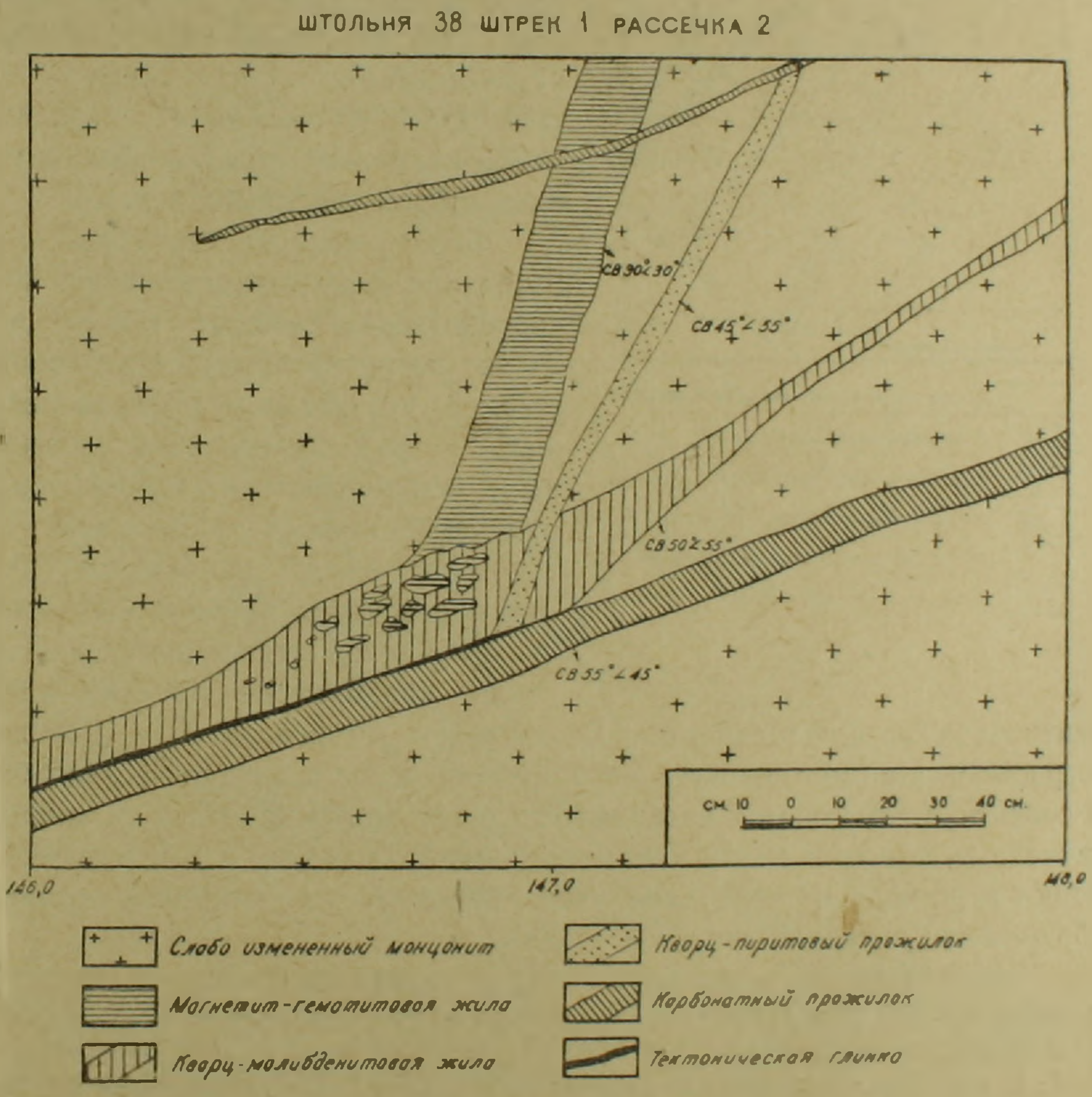
ности или гнездообразных выделений.

Несравненно сложно и разнообразно проявляется постмагматическая деятельность в связи с интрузией порфировидных гранодиоритов. Наиболее полно представлена она на Центральном участке месторождения, где четко устанавливаются возрастные взаимоотношения между стадиями.

Изучение возрастных взаимоотношений между рудоносными структурами, локализирующими различные парагенетические ассоциации позволило выделить следующие стадии минерализации:

1. Кварц-магнетитовую
2. Кварц-полевошпатовую
3. Кварц-молибденитовую
4. Кварц-халькопирит-молибденитовую
5. Кварц-халькопиритовую
6. Кварц-пиритовую
7. Кварц-сфалерит-галенитовую
8. Карбонатную
9. Халцедоновую
10. Ангидрит-гипсовую.

Вышеприведенная последовательность стадий минерализации основана на многочисленных фактах пересечений, установленных при документации подземных горных выработок и карьера открытых работ. Ниже приводятся некоторые из многочисленных случаев возрастных взаимоотношений между стадиями.

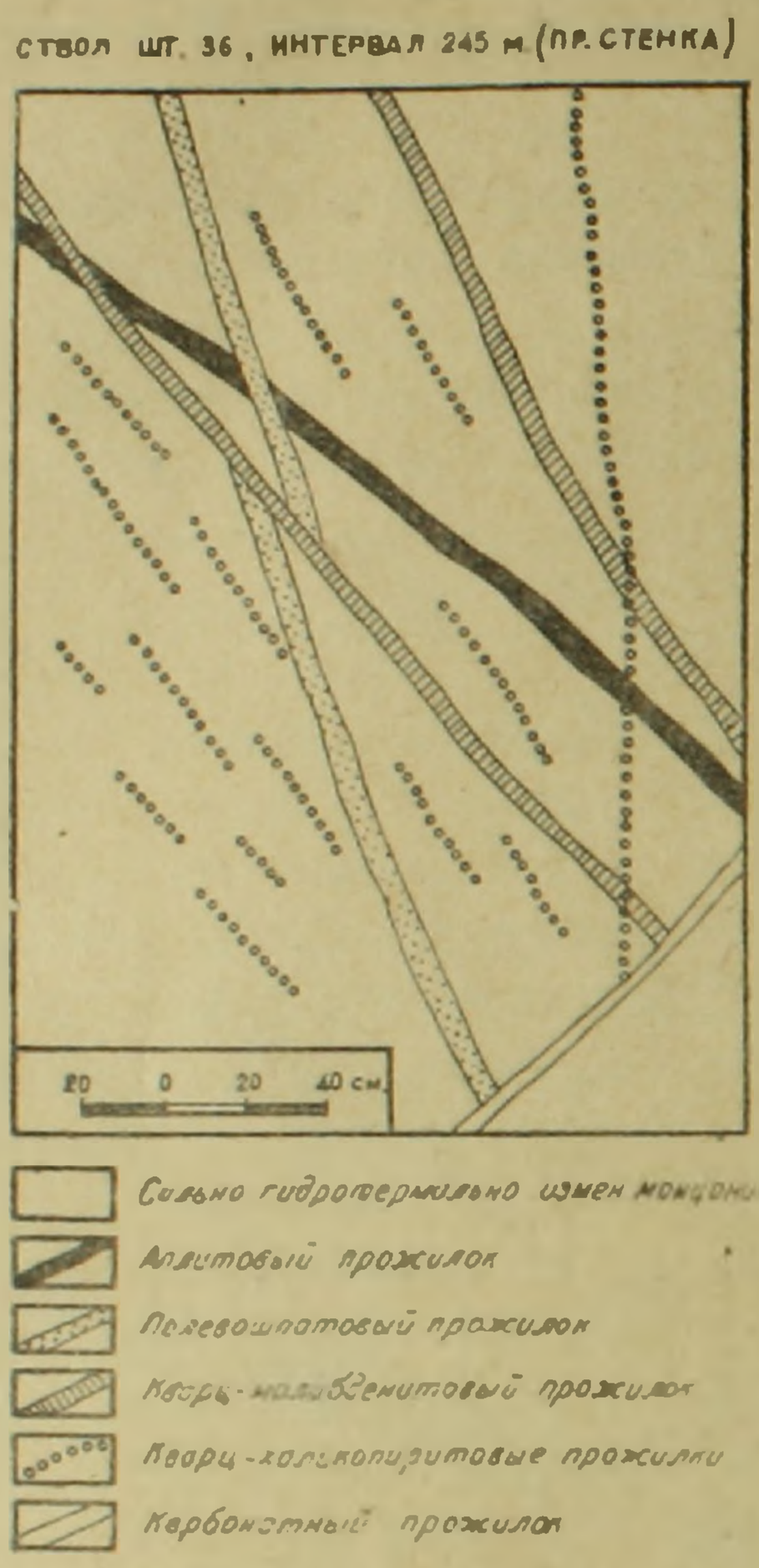


Фиг. 1.

На фиг. 1 отмечается следующая последовательность формирования жил различного состава: 1) магнетит-гематитовая. 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-пиритовая, 4) карбонатная. На фиг. 2 показа-

на следующая последовательность образования прожилков: 1) полевошпатовая, 2) кварц-молибденитовая, 3) кварц-халькопиритовая, 4) карбонатная.

Возрастные взаимоотношения между главными молибденоносными и медной стадиями отчетливо устанавливаются многими пересечениями, отображенными на фиг. 3.



Фиг. 2.

Возрастные взаимоотношения между кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиями также устанавливаются отчетливо на основе пересечения кварц-халькопиритового прожилка кварц-пиритовым (фиг. 4). На основе пересечения устанавливается также последовательность образования между кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадиями (фиг. 5).

Более низкотемпературные образования карбонатного состава непосредственно следуют по времени за кварц-сфалерит-галенитовой стадией, что видно из многочисленных случаев пересечений сплошных кварц-сфалерит-галенитовых руд карбонатными прожилками.

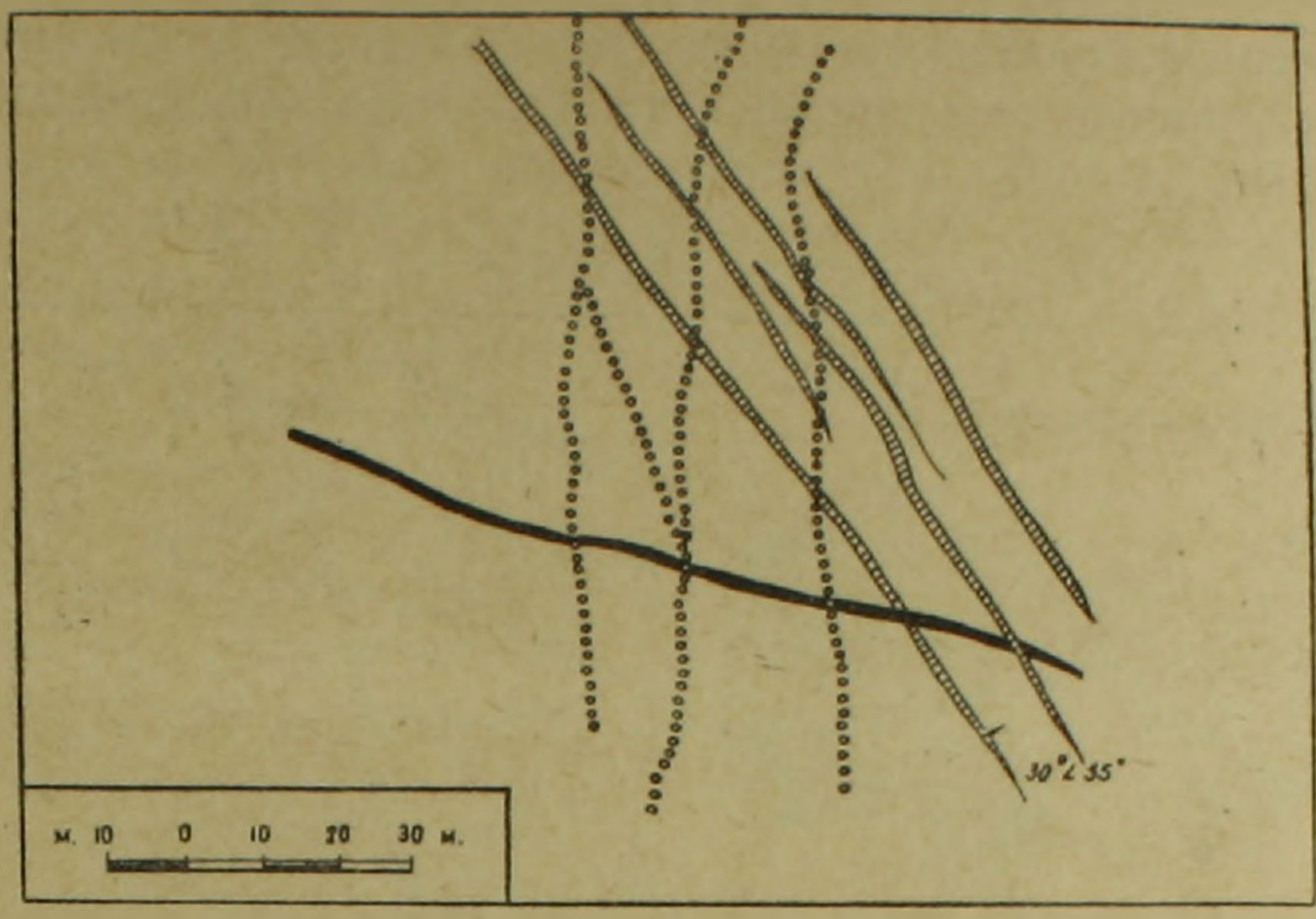
Повсеместно отмечаются случаи пересечения карбонатных жил и прожилков халцедоновыми, а также карбонатные брекчии, сцементированные халцедоном. Отчетливо устанавливаются также возрастные взаимоотношения карбонатной стадии с ангидрит-гипсовой. В сравнительно мощных ангидрит-гипсовых жилах отмечаются многочисленные обломки почти всех стадий минерализации, в том числе обломки карбоната и халцедона, что указывает на наиболее позднее образование ангидрит-гипсовой стадии.

Более подробное описание места и характера ангидрит-гипсовой минерализации Каджаранского месторождения приведено в специальной статье авторов [6].

В пределах рудного поля Каджаранского месторождения отчетливо проявляется горизонтальная зональность в размещении отдельных парагенетических ассоциаций.

Так, например, в западной приразломной части Центрального участка месторождения отмечается преимущественное развитие кварц-молибденитовой стадии. По мере удаления от приразломной зоны отмечается более широкое развитие кварц-молибденит-халькопиритовой

КАРЬЕР УСТУП 2220 ЗАБОЙ НА 26.7.1958 г



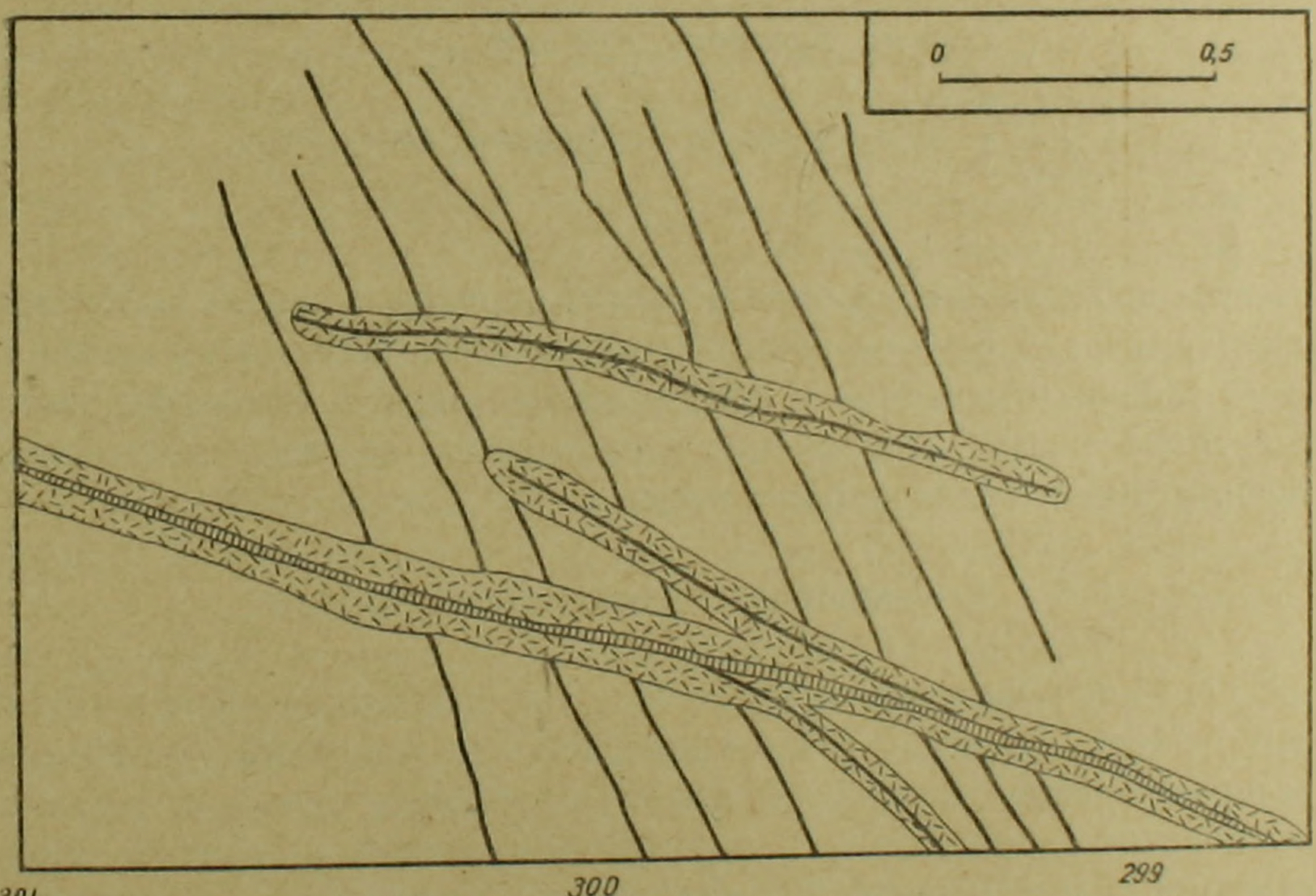
Кварц-молибденитовый прожилок

Халькопирит-молибденитовый прожилок

Кварц-халькопиритовый прожилок

Фиг. 3.

ШТОЛЬНЯ I, ШТРЕК 7, ПРАВАЯ СТЕНКА



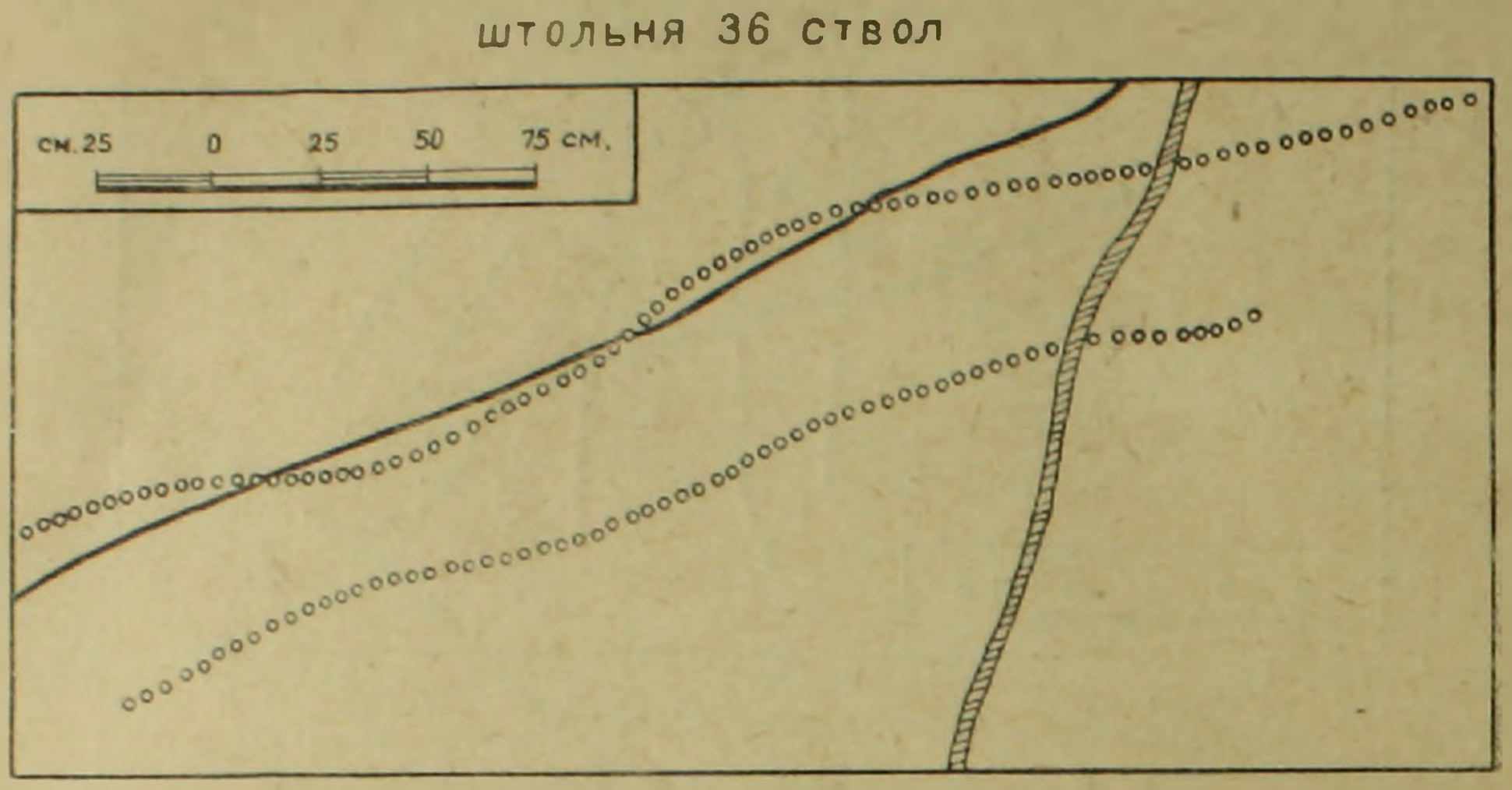
Слабо измененные монциониты

Кварц-халькопиритовые прожилки

Кварц пиритовые прожилки с ореолом серицитизации

Фиг. 4.

стадии. В восточной части Центрального участка отчетливо проявляется преимущественное развитие кварц-халькопиритовой стадии. Далее на восток от приразломной зоны на северо-восточном



Фиг. 5.

участке наблюдается широкое развитие пиритовых жил. На Аткизском участке, наряду с кварц-пиритовыми жилами и отдельными прожилковыми зонами, отмечаются и сравнительно мощные кварц-сфалерит-галенитовые жилы. Одновременно с ними здесь широко развиты кварц-карбонатные и халцедоновые жилы.

2. Описание стадий минерализации

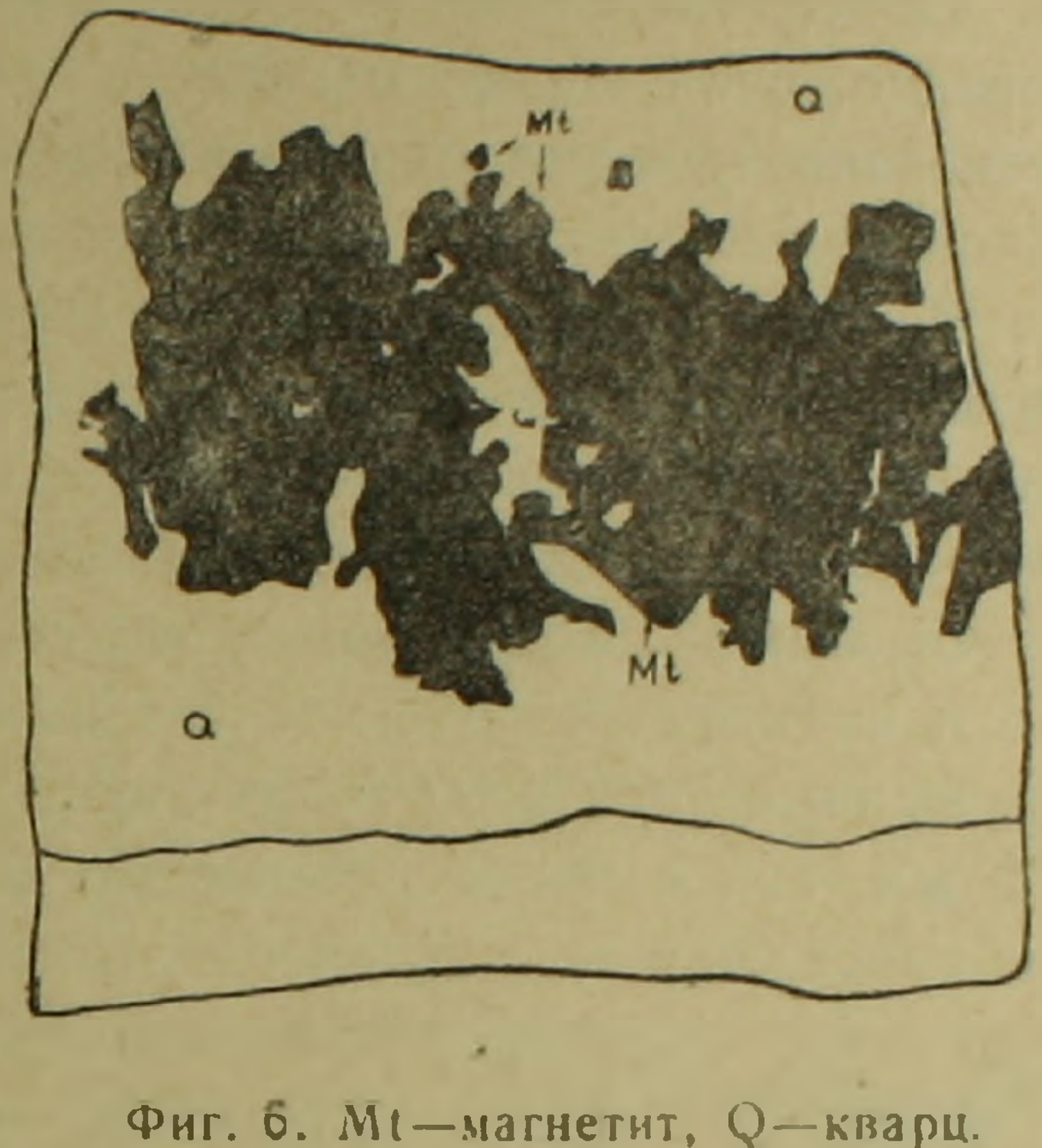
1. *Кварц-магнетитовая стадия* минерализации является наиболее ранней стадией гидротермальной деятельности. Наибольшее распространение последняя имеет в районе северного контакта монцонитовой интрузии с порфиритами нижнего эоцена. Полоса развития магнетитовых прожилков охватывает как эндоконтактовую зону монцонитов, так и экзоконтактовые роговики и порфириты. Магнетитовые прожилки отмечаются также и на Центральном участке месторождения. Здесь они представлены как в виде прожилков, жил так и в виде линзовидных тел, мощностью до 1,5 *м*.

В сравнительно мощных жилах магнетит проявляется в виде сплошных, пятнистых и гнездообразных выделений среди кварцевой

жильной массы. Отмечается также и интерстициальная структура, когда выделения магнетита заполняют промежутки между кристаллами кварца (фиг. 6).

Основными рудными минералами являются магнетит и гематит, второстепенными—халькопирит, борнит, молибденит, редко пирит, ильменит. Вышеотмеченные сульфиды в сплошных полях магнетита образуют небольшие скопления, заполняющие промежутки между идиоморфными кристаллами магнетита, образуя друг с другом совместные срастания, зачастую разъедая грани зерен магнетита.

Борнит с халькопиритом образует структуры распада. Молибденит дает короткие пластинки и совместно с халькопиритом заполняет промежутки между кристаллами магнетита.



Фиг. 6. Mt—магнетит, Q—кварц.

Мономинеральный магнетитовый агрегат имеет неравномерно зернистое строение с различным идиоморфизмом отдельных кристаллов. Подвержен интенсивной мартитизации. Обычно этот процесс протекает по краям отдельных кристаллов, однако, отмечаются и нацело мартитизированные кристаллы. Наблюдается также явление зональной мартитизации. Последняя проявляется вдоль стыков отдельных зон в магнетите.

Из других рудных минералов отмечаются небольшие выделения ильменита, представленные в виде пластинчатых структур распада в магнетите и отдельных пластинчатых кристаллов.

2. Кварц-полевошпатовая стадия имеет также сравнительно небольшое распространение в рудном поле. Отмечаются отдельные участки с максимальным ее развитием. Наиболее широко полевошпатовые прожилки развиты на участке Давачи, где они образуют сравнительно крупные жилы, а также систему мелких, но густо расположенных прожилков. На Центральном участке описываемая стадия представлена в виде маломощных прожилков (2—3 *см*), встречаемых на всех горизонтах и флангах.

Прожилки этой стадии минерализации сложены из *K*-полевого шпата, кварца, изредка биотита. Из рудных минералов присутствуют: магнетит, ильменит, молибденит, халькопирит и, очень редко, пирит.

Рудные минералы в прожилках распространены весьма неравномерно и образуют сравнительно небольшие скопления. Наибольшим распространением пользуется молибденит, образующий довольно крупные чешуйки или розетки, рассеянные в полевошпатовой основной

массе прожилка. Размер таких розеток местами достигает 1,2—2,0 *см*.

Вместе с молибденитом отмечаются также и выделения халькопирита, представленные зачастую в виде тонкой и густорассеянной вкрапленности. Магнетит образует изолированные выделения, а гематит представлен лучистыми и игольчатыми агрегатами.

Последовательность выделения рудных минералов в этой стадии, очевидно, следующая: магнетит, гематит, молибденит, халькопирит; устанавливается разъедание их друг другом в вышеприведенной последовательности.

3. Кварц-молибденитовая стадия минерализации имеет весьма широкое развитие в рудах месторождения и составляет основную промышленную ценность. Наиболее широко она представлена на Центральном участке, в сравнительно меньших масштабах на участках Давачи, Мякан, Кармир-Кар, весьма слабо на северо-восточном участке и практически отсутствует на Аткизском участке.

Рудные тела этой стадии образуют как прожилки мощностью до 2 *мм*, так и жилы мощностью до 3—4 *м* и более, со значительным протяжением. По составу отмечаются кварц-молибденитовые и чисто молибденитовые прожилки мощностью до 2 *см*.

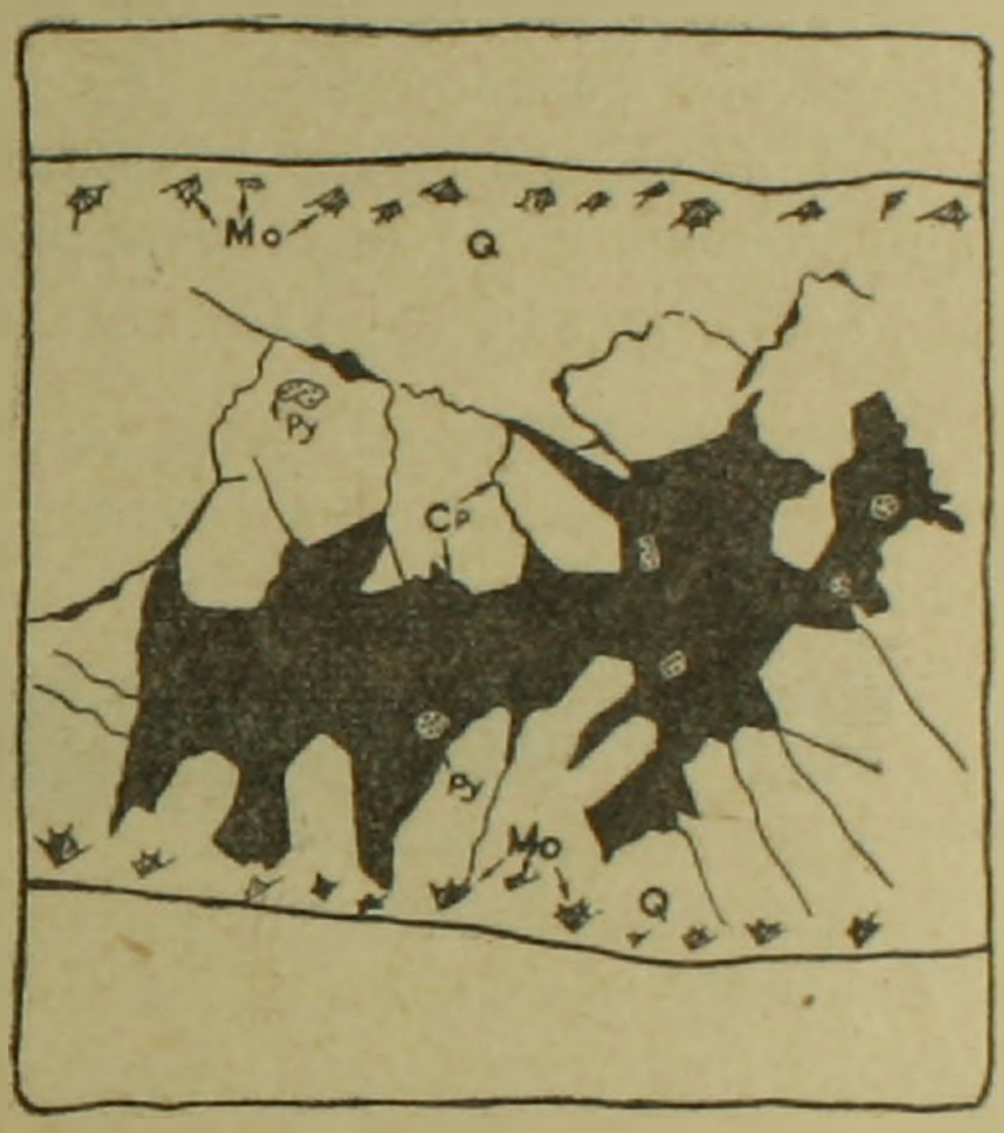
Совместно с молибденитом в этой стадии минерализации в весьма подчиненном количестве присутствует тонкая вкрапленность пирита и халькопирита.

Форма проявления молибденита в прожилках весьма разнообразна. В небольших по мощности прожилках молибденит зачастую образует крупные дипирамидальные кристаллы, заполняя прожилок по мощности. В более крупных прожилках и небольших жилах молибденит образует отчетливо выраженную оторочку в обоих зальбандах прожилка или жилы. Мощность этой оторочки бывает различной и местами достигает до 1 *см*. Чешуйки вышеописанной оторочки обычно расположены перпендикулярно зальбанду прожилка. Местами в средней части жилы или прожилка отмечаются отдельные небольшие прожилкообразные скопления молибденита, параллельные направлению основных прожилков. В более крупных кварц-молибденитовых жилах текстура полосчатая, характеризуется чередованием прожилкообразных скоплений молибденита в кварцевой жильной массе. В сравнительно крупных прожилках, сложенных грубокристаллическим кварцем, отмечаются гнездообразные скопления крупночешуйчатого агрегата молибденита. Отмечается также и скрытокристаллическая форма проявления молибденита. Последняя проявляется в прожилках черного кварца. При изучении таких образований в отраженном свете при больших увеличениях, устанавливаются тончайшие пластинки молибденита. Химические анализы черного кварца показывают содержание 3—5% Mo. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что молибденит в данном случае распылен в кварце в виде кристаллозоля.

Кварц в жилах и прожилках проявляется различно. В мелких прожилках он имеет мелкозернистое, зачастую микрогребенчатое строение. В более крупных прожилках и жилах кварц отчетливо раскристаллизован, а зачастую имеет грубозернистое строение с крупношестоватыми кристаллами, растущими от стенок к внутренней части.

4. Кварц-молибденит-халькопиритовая стадия пользуется довольно широким распространением на Центральном участке месторождения. Представлена как в виде прожилков в прожилковой зоне, так и виде отдельных, сравнительно небольших жил.

В сравнительно крупных прожилках мощностью до 5—7 *см*, а также в прожилках мощностью 1—2 *см* отмечается хорошо выраженная „зональная" текстура, выразившаяся в отложении молибденита в призальбандовой части прожилка, а халькопирита—в средней части прожилка, в виде заполнений промежутков между гребенчатыми кристаллами кварца (фиг. 7).



Фиг. 7. M_o—молибденит, Ср—халькопирит. Ру—пирит, Q—кварц.

В этой стадии минерализации отмечаются также прожилки, где молибденит образует правильные боченковидные дипирамидальные кристаллы в сплошных полях халькопирита. Иногда такие кристаллы молибденита развиты по всей мощности прожилка, заполняя прожилок от одной стенки до другой. В крупных молибденит-халькопиритовых жилах молибденит, как правило, образует отдельные скопления—мелкочешуйчатый агрегат неправильного очертания. Халькопирит образует вкрапленность в тесном срастании с молибденитом, и обособленно от выделений молибденита в одной и той же жиле.

Молибден и медь в этих жилах присутствуют примерно в одинаковом количестве с небольшим отклонением в ту или другую сторону.

Наряду с халькопиритом и молибденитом в незначительном количестве распространены также пирит и энаргит. Спорадически присутствуют: сфалерит, галенит, висмутин, виттихенит, эмплектит. Все эти минералы приурочены к участкам развития халькопирита.

Участки прожилков, где распространены пирит и халькопирит, имеют порфировидное строение, обусловленное сравнительно крупными кристаллами пирита в мелкозернистом аллотриоморфном агрегате халькопирита.

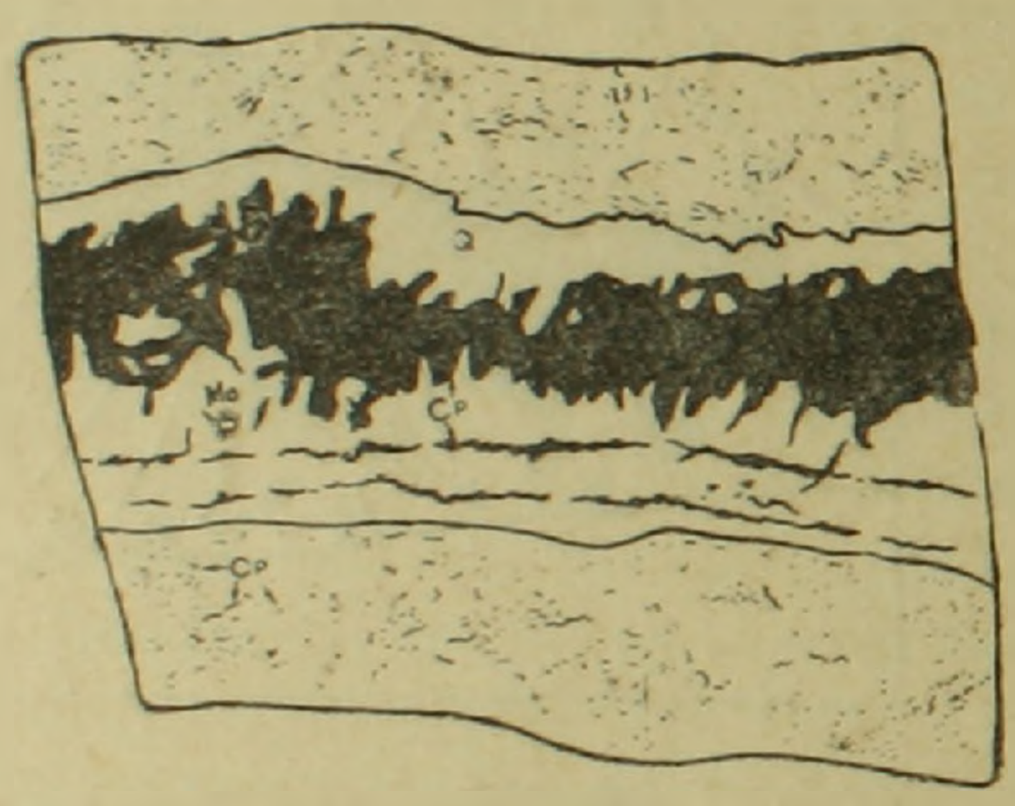
Висмутин, медно-висмутовые минералы—виттихенит, эмплектит образуют друг с другом тесные срастания. Последние окаймляют удлиненные выделения висмутина.

5. Кварц-халькопиритовая стадия пользуется весьма широким развитием в рудном поле Каджаранского месторождения. Наибольшее развитие этой стадии отмечается на Центральном участке. Оруденение в основном представлено прожилковым, прожилково-вкрапленным типами. Наибольшее распространение имеют сравнительно небольшие жилы, согласные с общей структурой штокверка, а также секущего направления.

В маломощных прожилках отмечается максимальное обогащение рудными минералами, а также мономинеральные халькопиритовые прожилки без жильного минерала.

Текстурные особенности рудных тел кварц-халькопиритовой стадии весьма разнообразны.

1. В сравнительно крупных прожилках отмечается отчетливая приуроченность рудных минералов, в основном халькопирита, к средрей части прожилка, где халькопирит заполняет пустоты прожилка, сложенные гребенчатым кварцем (фиг. 8). В более мощных прожилках отмечается несколько параллельных зон прерывистого гнездообразного скопления рудного минерала в пустотах кварцевой жилы. При этом рудная масса цементирует идиоморфные кристаллы кварца.



Фиг. 8. Ср—халькопирит, Мо—молибденит, Q—кварц.

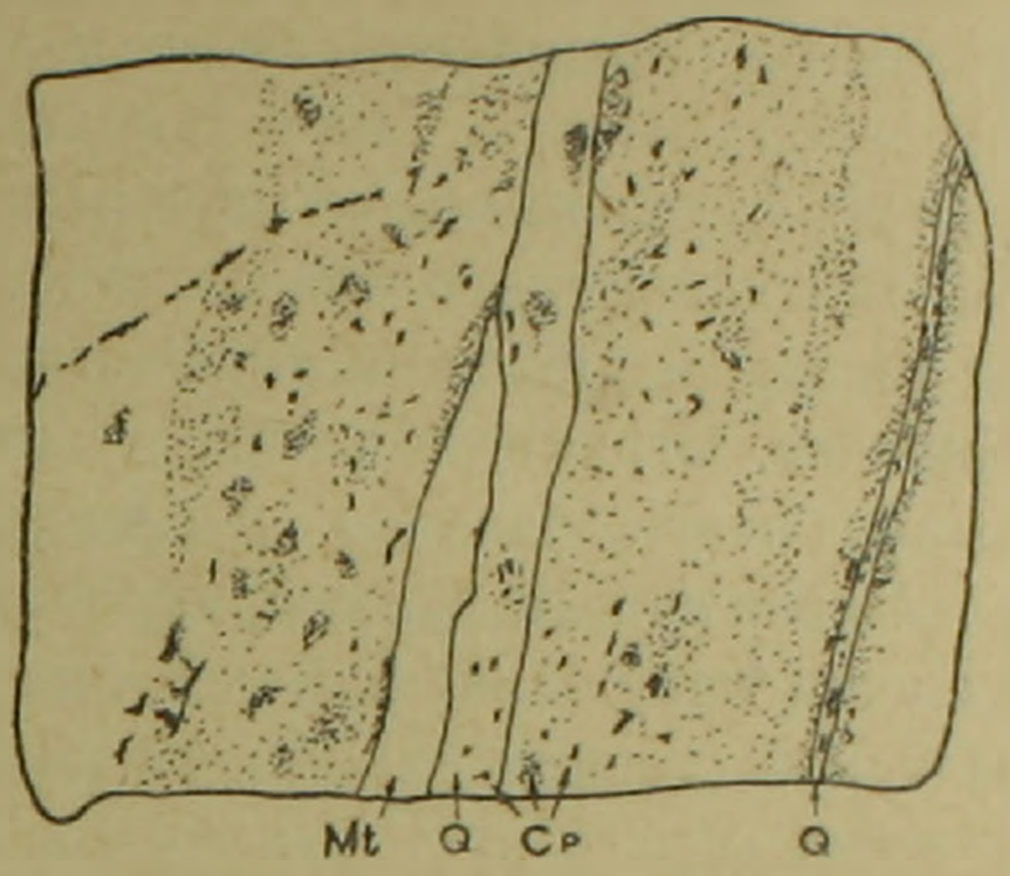
В сравнительно маломощных кварц-халькопиритовых прожилках (до 2—3 *см*) отмечается только рассеянная вкрапленность халькопирита в жильном кварце.

2. Широко представлено прожилково-вкрапленное оруденение, когда вокруг сравнительно небольшого прожилка развивается зона вкрапленного оруденения, по мощности превышающая в несколько раз мощность прожилка (фиг. 9). При этом вкрапленники пирита и халькопирита обычно приурочены к чешуйкам биотита. Вкрапленность халькопирита и пирита, как правило, совершенно плавно и постепенно исчезает по мере удаления от основного прожилка. Вблизи прожилка отмечается более крупная вкрапленность, по мере удаления от нее уменьшающаяся в размере.

Описанное явление позволяет предполагать, что при образовании пирита и халькопирита железо, необходимое для их образования, заимствуется из темноцветных минералов вмещающих пород.

В некоторых прожилково-вкрапленных рудах отмечаются случаи, когда кварцевые прожилки значительно беднее рудными минералами, нежели вмещающие породы непосредственно у прожилка (фиг. 9).

3. Зачастую у сравнительно мощных кварц-халькопиритовых прожилков развивается система густых продольных и секущих разветвлений, благодаря чему образуется сетчатая текстура.



Фиг. 9. Ср—халькопирит, Mt—магнетит, Q—кварц.

4. На некоторых участках вкрапленного оруденения отмечается полосчатая текстура руды, обусловленная замещением рудных минералов по ранее образованной тектонической слоистости пород. Такая полосчатая вкрапленная текстура развита вдоль крупных структур (жилы, дайки), по которым происходили тектонические подвижки.

Главные рудные минералы данной стадии минерализации: халькопирит, пирит, энаргит, молибденит, редко висмутин, медно-висмутовые минералы, галенит, сфалерит. тетрадимит (?), рутил.

Халькопирит образует тесные срастания со всеми рудными минералами. Пирит образует сравнительно крупные выделения, сцементированные халькопиритом. Он повсеместно разъедается последним. Энаргит, как правило, обрастает выделения халькопирита в виде удлиненных кристаллов. Все остальные рудные минералы образуют небольшие выделения в полях халькопирита.

Структура халькопирита, выявляемая при травлении—гипидиоморфно-зернистая, часто с многочисленными полисинтетическими двойниками, обычно не имеющими определенной ориентировки.

6. Кварц-пиритовая стадия по сравнению с ранее описанными промышленными стадиями минерализации более слабо распространена, однако, встречается повсеместно.

Максимальное развитие этой стадии отмечается на Северо-восточном участке, где кварц-пиритовая стадия представлена в виде отдельных, местами мощных кварц-пиритовых жил северо-восточного простирания и протяжением 100 и более метров. На Центральном участке в основном распространены небольшие прожилки размером 1—5 *см* по мощности.

В кварц-пиритовой стадии по условиям образования можно выделить две разновидности руд: 1) текстуры выполнения—мощные кварц пиритовые прожилки и жилы, где превалирует грубозернистый кварц, а вмещающие породы изменены слабо; 2) метасоматические

прожилки и зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации, мощностью до 1,5—2,0 *см*, выполненные полностью грубокристаллическим гексаэдрическим пиритом. Прожилки второго типа обычно несут четкий ореол серицитизации значительно превышающий мощность прожилка.

В крупных кварцевых жилах пирит образует отдельные мономинеральные прожилкообразные и линзовидные скопления в жильной кварцевой массе. Такие скопления мономинерального пиритового агрегата отдельными тонкими перемычками соединяются друг с другом. В сравнительно небольших жилах отмечается также и полосчатая текстура, обусловленная отложением пирита вдоль зальбандов прожилка. Структура такого мономинерального пиритового агрегата обычно порфировидная и гипидиоморфнозернистая.

Вкрапленные руды приурочены к сравнительно крупным тектоническим нарушениям. Здесь они образуют густую вкрапленность в различной степени идиоморфных гексаэдрических и пентагондодекаэдрических кристаллов. Отмечается также и различная величина кристаллов пирита.

Главным рудным минералом здесь является пирит; в подчиненном количестве присутствуют: халькопирит, молибденит, сфалерит, в весьма незначительном количестве — галенит, энаргит, блеклая руда. Все указанные минералы выделяются значительно позже пирита. Они цементируют раздробленные кристаллы пирита в виде тонких прожилков, проникают в него, местами замещая средние части кристаллов пирита и корродируя их остроугольные обломки.

7. Кварц-сфалерит-галенитовая стадия в рудном поле Каджаранского месторождения имеет ограниченное распространение. На Центральном участке представлена отдельными прожилками, мощностью до 15 *см*, залегающими согласно с общим простиранием штокверка. Следует отметить, что с глубиной интенсивность полиметаллической минерализации усиливается.

Более крупные полиметаллические жилы отмечаются на Аткизском месторождении. Мощность их иногда достигает более метра со значительными раздувами на отдельных участках. В мощных полиметаллических жилах рудные компоненты образуют отдельные изолированные участки линзовидного очертания, сложенные нацело из сфалерита и галенита, отчасти, пирита.

В более мощных прожилках и жилах рудные минералы образуют отдельные скопления, гнезда и линзовидные очертания часто распределенные весьма неравномерно в жиле или прожилке. В более незначительных по мощности прожилках отмечается сплошное заполнение рудными минералами, среди которых преобладают сфалерит, галенит, пирит, халькопирит.

Описываемая стадия минерализации характеризуется весьма значительным разнообразием рудных минералов, представленных не

только сульфидами и сульфосолями, но и теллуридами (алтаит, самородный теллур (?), гессит, креннерит). Последние детально описаны в опубликованной статье А. С. Фарамазяна [10]. Следует отметить, что минерализация теллуридов по времени несколько оторвана от сульфидов и приурочена к конечным порциям рудоносной кварц-сфалерит-галенитовой стадии.

Сопутствующие жильные минералы представлены кварцем и карбонатом.

Для описываемой стадии минерализации характерны полосчатые, пятнистые и брекчиевидные текстуры.

8. Карбонатная стадия пользуется весьма широким развитием в рудном поле. При этом она отмечается повсеместно, на всех участках. Эта стадия особенно широко развита на Северо-восточном и Аткизском участках, где образует мощные кварц-карбонатные жилы и прожилковые зоны. На Центральном участке она представлена как в виде мелких прожилков, так и сравнительно крупных жил, в общем согласных с общей структурой штокверка.

В значительном большинстве случаев карбонатные жилы приурочены к скалывающим нарушениям, в результате чего в зальбандах карбонатных жил и прожилков довольно часто наблюдается интенсивно ороговикованная черная глинка.

В некоторых прожилках карбонат имеет зонально колломорфную и фестончато-полосчатую текстуру, обусловленную перемежаемостью скрытокристаллического кварца и колломорфного карбоната.

Карбонат по данным химического анализа соответствует анкериту.

9. Халцедоновая стадия в рудном поле имеет сравнительно небольшое распространение. Представлена в основном в виде небольщих прожилков мощностью до 1—2 *см*. Встречаются также и более крупные прожилки, а в восточной части рудного поля отмечаются халцедоновые жилы мощностью до 0,5 *м*, протяжением в несколько десятков метров.

Жилы и прожилки халцедоновой стадии обычно имеют полосчатое строение, обусловленное различной кристалличностью мономинерального мелкозернистого агрегата.

10. Ангидрит-гипсовая стадия имеет небольшое распространение в рудном поле Каджаранского месторождения. Развита, как правило, на западном фланге Центрального участка. Отмечается во многих горизонтах. Наибольшим развитием ангидрит-гипсовая стадия минерализации пользуется в шт. 38, в концевых забоях, где она образует довольно хорошо выраженную зону интенсивно трещиноватых пород, заполненных мелкозернистым гипс-ангидритовым агрегатом.

Гипс-ангидритовая минерализация проявляется как в виде маломощных прожилков, так и сравнительно небольших жил, мощностью до 20—25 *см* с крутыми и резкими контактами с вмещающими поро-

дами, свидетельствующими о том, что упомянутые жилы и прожилки образованы путем заполнения трещин. Вмещающие породы подвержены довольно интенсивному огипсованию. Отмечаются также и отдельные гнездообразные выделения гипса.

По данным М. П. Исаенко [2] гипс на Каджаранском месторождении имеет исключительно гипергенное происхождение и образован благодаря замещению карбонатных прожилков нисходящими сульфатными растворами.

Большая глубина залегания гипс-ангидритовых прожилков и отчетливые резкие контакты с вмещающей породой, отсутствие случаев замещения карбонатов гипсом позволяют рассматривать указанные образования как гипогенные, отложенные гидротермальными растворами. На месторождении проявляется также и другая разновидность гипса—волокнистая, очевидно селенит, приуроченная к пострудным трещинам.

В приведенной схеме показана последовательность выделения минералов по стадиям минерализации (табл. 2).

Гидротермальное изменение вмещающих пород в связи со стадиями минерализации

Гидротермально измененные породы на Каджаранском месторождении пользуются широким раввитием как на Центральном, так и на других участках рудного поля. Наиболее широко они представлены на Центральном участке, где отмечается проявление всех типов гидротермального изменения.

Ниже приводится схема последовательности стадии минерализации и связанное с ними гидротермальное изменение пород с учетом интенсивности проявления того или иного типа изменения в пределах рудного поля (табл. 3).

Выводы

Как видно из вышеописанного, Каджаранское рудное поле сформировано благодаря проявлению постмагматической деятельности двух этапов.

Наиболее ранний этап постмагматической деятельности связан с монцонитовой интрузией и проявляется в высокотемпературной метасоматической амфиболизации, биотитизации в ассоциации с магнетитом и в образовании кварц-турмалиновых жил. Второй этап постмагматической деятельности генетически связан с интрузией порфировидных гранодиоритов; в связи с ним происходит формирование промышленной медно-молибденовой минерализации Каджаранского месторождения.

Таблица 2

СХЕМА
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПО СТАДИЯМ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Минералы \ Стадии минерализации	Магнетитовая	Кварц-полевошпатовая	Кварц-молибденитовая	Кварц-молибденит-халькопиритовая	Кварц-халькопиритовая	Кварц-пиритовая	Кварц-галенит-сфалеритовая	Карбонатная	Халцедоновая	Гипсовая
Магнетит	▬	—		---						
Пирит	---			—	▬	▬	—			
Молибденит	----	—	▬	▬	—	---	---			
Халькопирит	----	—	—	▬	▬	—	—			
Сфалерит				---	—	—	▬			
Галенит				---	—	—	—			
Гипсолит	▬	---								
Барит	—	---		—	---					
Рутил		---		—						
Висмутин				---	—					
Эмплектит				---	---					
Виттихенит				---	---					
Энаргит				—	—	—	—			
Лидсдеит					—	—	--			
Теннантит				—	—	—	—			
Тетраэдрит							-			
Ильменит	-------									
Теллуриды (?)					---					
Галенобисмутит					---					
Аделит					---		---			
Золото самородное						---	---			
Буланжерит							-			
Аргентит							---			
Висмут самородный							---			
Теллур самородный (?)							---			
Иранит (?)							---			
Актинит							---			
Гессит							---			
Кварц	▬	▬	▬	▬	▬	▬	▬			
К. шпат		▬								
Биотит	▬	—								
Серицит			—	▬	▬	▬	▬			
Хлорит			▬	—						
Карбонат							—	▬	▬	▬
Халцедон									▬	
Гипс										▬

Количественные содержания минералов в прожилке

▬ более 10% —— 1-5%

▬ 5-10% ---- менее 1%

Таблица 3

Схема интенсивности проявления процессов гидротермальных изменений по стадиям минерализации.

(Длина линии указывает наинтенсивность изменения)

Стадии минерализации	Характер изменения	Интенсивность проявления
Кварц-магнетитовая	*Окварцевание*	—
Кварц-полевошпатовая	*Полевошпатизация (?)*	—
Кварц-молибденитовая	*Серицитизация, слабая хлоритизация*	——
Кварц-халькопирит-молибденитовая	*Серицитизация, слабая хлоритизация*	——
Кварц-халькопиритовая	*Серицитизация с окварцеванием*	——
Кварц-пиритовая	*Серицитизация с окварцеванием и пиритизацией (березитизация ?)*	——
Кварц-сфалерит галенитовая	*Серицитизация с окварцеванием и пиритизацией (березитизация ?)*	——
Карбонатная	*Карбонитизация, аргиллизация (?)*	——
Халцедоновая	*Не проявляется*	
Ангидрит-гипсовая	*Огипсование, слабая хлоритизация*	—

Гидротермальная деятельность, вызвавшая образование Каджаранского месторождения, характеризуется некоторыми специфическими особенностями, сходными с таковыми аналогичных месторождений медно-молибденовой провинции юга Армянской ССР [5].

1. Наиболее характерной особенностью гидротермальной деятельности является многостадийность ее проявления, установленная на основе многочисленных фактов пересечения прожилков различного состава.

На месторождении установлено 10 стадий минерализации с постепенным изменением как температуры образования, так и парагенетических ассоциаций минералов.

Наиболее ранними образованиями гидротермального процесса являются кварц-магнетитовые жилы и крупные линзовидные тела, где характерным рудным минералом является магнетит. Присутствие остальных рудных минералов весьма ограничено. Характерна также структура распада борнит-халькопирита, свидетельствующая о сравнительно высокотемпературных условиях формирования этой стадии.

После магнетитовых образований на смену приходит кварц-полевошпатовая стадия, которая характеризуется обилием К-шпата, а из рудных минералов отмечаются магнетит, ильменит, молибденит и халькопирит, присутствующие в ограниченном количестве. Здесь уже наблюдается преобладание молибдена над медью. По ассоциации минералов эта стадия также относится к высокотемпературной.

Затем следуют среднетемпературные стадии, во время которых происходит формирование всего промышленного медно-молибденового оруденения.

Привнос основной массы молибденового оруденения происходит в кварц-молибденитовую стадию. За кварц-молибденитовой стадией следует кварц-халькопирит молибденитовая, где отмечается примерно равное количественное соотношение меди и молибдена. В последующую стадию следует существенно медная минерализация.

К числу переходных от среднетемпературной к низкотемпературной следует отнести кварц-сфалерит-галенитовую, карбонатную, халцедоновую и ангидрит-гипсовую стадии.

Как видно из вышеописанного, такая многостадийность процесса минерализации часто затрудняет установление границы между температурными интервалами в гидротермальном процессе. Однако, детальное изучение рудного поля Каджаранского месторождения позволило установить отчетливую горизонтальную зональность, выраженную в смене преимущественного развития одних стадий минерализации другими по мере удаления с запада на восток от основной рудоконтролирующей структуры (Таштунского разлома): от высокотемпературных на западе к более низкотемпературным на востоке.

2. Другой характерной особенностью оруденения Каджаранского месторождения является растянутость процесса минерализации. Как видно из таблицы 4 количественного соотношения минералов по ста-

диям минерализации, главные рудные минералы (молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, медно-висмутовые минералы, энаргит) присутствуют во многих стадиях минерализации. В качественном отношении в каждой последующей стадии намечается преемственность минералогического состава. Местами различие между стадиями минерализации заключается лишь в различных количественных соотношениях между главными рудными минералами.

Такая растянутость процесса минерализации обусловлена, по-видимому, глубоко протекавшей дифференциацией источника оруденения.

На Каджаранском месторождении в процессе образования сульфидов намечается следующая последовательность выноса металлов: Mo — Cu — Fe — Zn — Pb.

Как видно из вышеотмеченной схемы, максимальный вынос главного металла — молибдена падает на кварц-молибденитовую стадию, хотя в предыдущих стадих также отмечается его присутствие. В последующую кварц халькопиритовую—весьма ограничена. В кварц-пиритовую и кварц-сфалерит-галенитовую стадии молибденит имеет лишь минералогическое значение.

Время выноса основной массы меди значительно отстает от молибдена и приурочено к кварц-халькопиритовой стадии.

Далее следует стадия существенно пиритового оруденения, в период которой происходит образование главной массы пирита. Как правило, наиболее ранние стадии минерализации бедны пиритом и постепенно с развитием гидротермального процесса роль пирита повышается вплоть до существенно пиритовой стадии, после которой начение пирита сильно падает.

Позднее проявление пиритовой стадии по сравнению с основными промышленными стадиями минерализации, по-видимому, обусловлено значительным обеднением поздних порций гидротермальных растворов Mo и Cu и значительным обогащением Fe при общем повышении парциального давления серы в конечных стадиях гидротермальной деятельности.

Сфалерит и галенит наибольшее развитие имеют в кварц-сфалерит-галенитовую стадию, хотя их присутствие отмечается в некоторых прелыдущих стадиях.

Максимум развития висмутина и медно-висмутовых минералов приходится на кварц-халькопиритовую стадию.

Мышьяковые минералы (энаргит, люцонит, блеклая руда) также присутствуют во многих стадиях минерализации, однако, максимальным развитием пользуются в кварц-халькопиритовой стадии, где отмечается их присутствие в довольно большом количестве.

Весьма своеобразно гидротермальное изменение вмещающих пород. Как видно из табл. 3 процесс изменения пород тесно связан со стадиями минерализации.

Таблица 4

Схема количественного соотношения минералов по стадиям минерализации.

Минералы / Стадии минерализации	Магнетит гематит	Молибденит	Халькопирит	Пирит	Борнит	Висмутин и медновисмут	Энаргит и люцонит	Теннантит и тетраедр.	Сфалерит	Галенит
Кварц-магнетитовая	———	–	–	–	–					
Полевошпатовая		—	–	–						
Кварц-молибденитовая		———	–	–						
Халькопирит-молибденитовая		—	—	—	–	–	–	–	–	–
Кварц-халькопиритовая	–	—	———	—	–	—	—	—	—	–
Кварц-пиритовая	–	–	–	———	–		—	–	—.	–
Полиметаллическая		–	–	—	–	—	–	———	———	———
Карбонатная				–						
Халцедоновая										
Гипс-ангидритовая										

——— *Длина линии показывает сравнительное распространение указанного минерала в процессе минерализации*

С каждой стадией минерализации происходит изменение вмещающих пород. При этом ранние стадии сопровождаются слабым изменением, а с развитием гидротермального процесса интенсивность изменения возрастает.

Наибольшая интенсивность изменения совпадает с кварц-пиритовой стадией, после которой происходит убывание интенсивности изменения пород.

Главный тип гидротермального изменения пород Каджаранского месторождения—эта серицитизация с окварцеванием и пиритизацией, а также карбонатизация и каолинизация.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1.X.1959.

Կ. Ա. ՓԱՐԱՄԶԱՆ, Ա. Ս. ՖԱՐԱՄԱԶՅԱՆ

ՓԱՋԱՐԱՆԻ ՊՂՆՁԱ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԻՆԵՐԱԼԱՑՄԱՆ ՍՏԱԴԻԱՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Փաջարանի պղնձա-մոլիբդենային հանքավայրը հանդիսանում է պղինձ-մոլիբդենային հանքանյութերի տիպիկ ներկայացուցիչը։

Հանքավայրը գտնվում է ՀՍՍՌ-ի Վայոցձորի շրջանում և գենետիկորեն կապված է երրորդական հասակի պորֆիրանման գրանոդիորիտների հետ։

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մասնակցում են ստորին էոցենի հրաբխածին ապարները և նրանց պատող Մևդրու պլուտոնի ինտրուզիվ ապարները՝ մոնցոնիտները ու պորֆիրանման գրանոդիորիտները։

Վերջիններիս կոնտակտը տեկտոնական է, որը ներկայացված է հյուսիս-արևմտյան տարածման Տաշտունյան խզումով։ Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքում մեծ դեր են կատարում նաև գրանոդիորիտ-պորֆիրային դայկաները, որոնք հատում են հանքաբեր երակներով և երակիկներով։

Հանքայնացումը տեղադրված է հիմնականում մոնցոնիտային շարքի ապարներում։

Փաջարանի հանքապաշտում նկատվում է հանքայնացման երկու մորֆոլոգիական տիպ. երակիկա-ներփակումային և երակային։ Վերջինս ունի երկրորդական նշանակություն։ Երակիկա-ներփակումային տիպը ներկայացված է պորֆիրային դայկաների երկայնությամբ ձգված հյուսիս-արևելյան և հյուսիս-արևմտյան տարածում ունեցող հզոր գոնաներով։ Հանքապաշտի սահմաններում նկատվում են առանձին հանքարեր տեղամասեր, որոնք ունեն համանման միներալացման տիպ։

Հաղմաթիվ փաստերի հիման վրա, որոնք ստացվել են դաշտային աշխատանքների և լաբորատոր մշակման ընթացքում, հեղինակները անում են հետևյալ եզրակացությունները.

1. Հանքավայրի բնորոշ առանձնահատկություններից մեկն այն է, որ հանքայնացումն առաջացել է միներալացման մի քանի ստադիաներում։

Հանքավայրում պիտում են տասը միներալացման ստադիաներ հետևյալ հաջորդականությամբ. ա) կվարց-մագնետիտային, բ) կվարց-դաշտաշպատային, գ) կվարց-մոլիբդենիտային, դ) կվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտային, ե) կվարց-խալկոպիրիտային, զ) կվարց-պիրիտային, է) կվարց-սֆալերիտ-գալենիտային, ը) կարբոնատային, թ) խալցեդոնային, ժ) անհիդրիտ-գիպսային։

Հիմնական արդյունաբերական նշանակություն ունեն կվարց-մոլիբդենիտային, կվարց-խալկոպիրիտ-մոլիբդենիտային և կվարց-խալկոպիրիտային ստադիանները։ Մնացած ստադիանների արդյունաբերական նշանակությունը ահմանափակ է։

Հանքավայրում ցայտուն կերպով նկատվում է հորիզոնական զոնալականություն։ Արևմուտքից դեպի արևելք՝ հանքայնացումը հսկող Ծաշտունյան խզումից սկսած միներալային ասոցիացիաների առաջացման ջերմաստիճանը աստիճանաբար փոխվում է, բարձր ջերմաստիճանից՝ արևմուտքում, դեպի ցածր ջերմաստիճանայինը՝ արևելքում։

2. Հանքառաջացման պրոցեսի ձգվածությունը հանդիսանում է միներալացման մյուս բնորոշ առանձնահատկությունը։

Հաճախ ստադիանների միջև գոյություն ունեցող տարբերությունը կայանում է միայն միներալների քանակական պարունակության մեջ (աղ. 3)։

Հանքավայրում նկատվում է մետաղների գուրս բերման հետևյալ հաջորդականություն՝ Mo—Cu—Fe—Zn--Pb։

3. Միներալացման յուրաքանչյուր ստադիայի համար բնորոշ են ներթափող ապարների յուրահատուկ հիդրոթերմալ փոփոխություններ։ Այսպես՝ սկզբնական ստադիանները ուղեկցվում են ապարների թույլ փոփոխություններով, իսկ հիդրոթերմալ պրոցեսների զարգացման հետ մեկտեղ փոփոխությունների ինտենսիվությունն աճում է։ Ներթափող ապարների փոփոխման ամենաբարձր ինտենսիվությունը համընկնում է կվարց-պիրիտային ստադիայի հետ (աղ. 2)։

Ներթափող ապարների հիդրոթերմալ փոփոխման տիպն է սերիցիտացումը, կվարցացումը և նրանց հետ կապված պիրիտացումը, ինչպես նաև կարբոնատացումը և կաոլինացումը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Замятин П. М.* и *Чирков Н. И.* Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение в ССР Армении. Цвет. мет., № 1, 1957.
2. *Исаенко М. П.* К вопросу о генезисе гипса в медно-молибденовых рудах Закавказья. Тр. МГРИ, 29, 1956.
3. *Исаенко М. П.* Явления карбонатизации в медно-молибденовых и молибденовых месторождениях Закавказья. Изв. ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 9, 1959.
4. *Казарян А. Г.* Об околорудно измененных породах Каджаранского месторождения. Изв. АН АрмССР (серия геолог. и географ. наук), № 6, 1958.

5. *Карамян К. А.* Особенности минерализации Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 3, 1958.
6. *Карамян К. А., Фарамазян А. С.* К вопросу об ассоциации гипогенного гипса и ангидрита с сульфидами на примере месторождений Армении. Изв. АН АрмССР. сер. геол., № 6, 1959.
7. *Магакьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд. Зап. ВМО, ч. 79, вып. 4, 1958.
8. *Мкртчян С. С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, Ереван, АН АрмССР. 1958.
9. *Мовсесян С. А.* Пирдоуданское медо-молибденовое месторождение. Изд. Арм. фил. АН СССР, 1941.
10. *Фарамазян А. С.* К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР. сер. геол., № 6, 1958.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

А. Л. АНАНЯН

О НЕКОТОРЫХ ТРАВЕРТИНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ БАССЕЙНА ВЕРХОВЬЕВ рр. АРПА и ВОРОТАН

Верховья *р.* Арпа исключительно богаты минеральными источниками. Разнообразие геологических условий, наличие широкой сети разрывных нарушений разного масштаба обуславливают развитие большой гаммы углекислых термальных, теплых и холодных минеральных вод. Почти все источники этого района сопровождаются травертиновыми щитами, покровами и куполками. Образование последних в общем происходит одинаково: минеральная вода появлялась на поверхности, в зависимости от условий выхода (трещина, отдельный источник, группа родников) отлагает травертины в виде щитов, покровов, куполков.

Выпадение карбоната кальция (травертина) при изменении газового фактора происходит по известной формуле:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + H_2O + CO_2.$$

При выходе минеральной воды на поверхность, из нее выделяется CO_2 и реакция сдвигается слева направо. С изменением температурных условий выпадают в осадок следующие составляющие минеральной воды: Si, Al, Fe, Mg, Sr, As. Содержание их, а также основного компонента $CaCO_3$ довольно сильно колеблется как на различных участках, так и в пределах одного щита.

Учитывая сравнительное постоянство природных условий (медленные вековые колебания климата не могут оказывать существенного влияния на выпадение осадков из минеральных вод), перемена состава травертинов связывается с изменением химических характеристик самих родников.

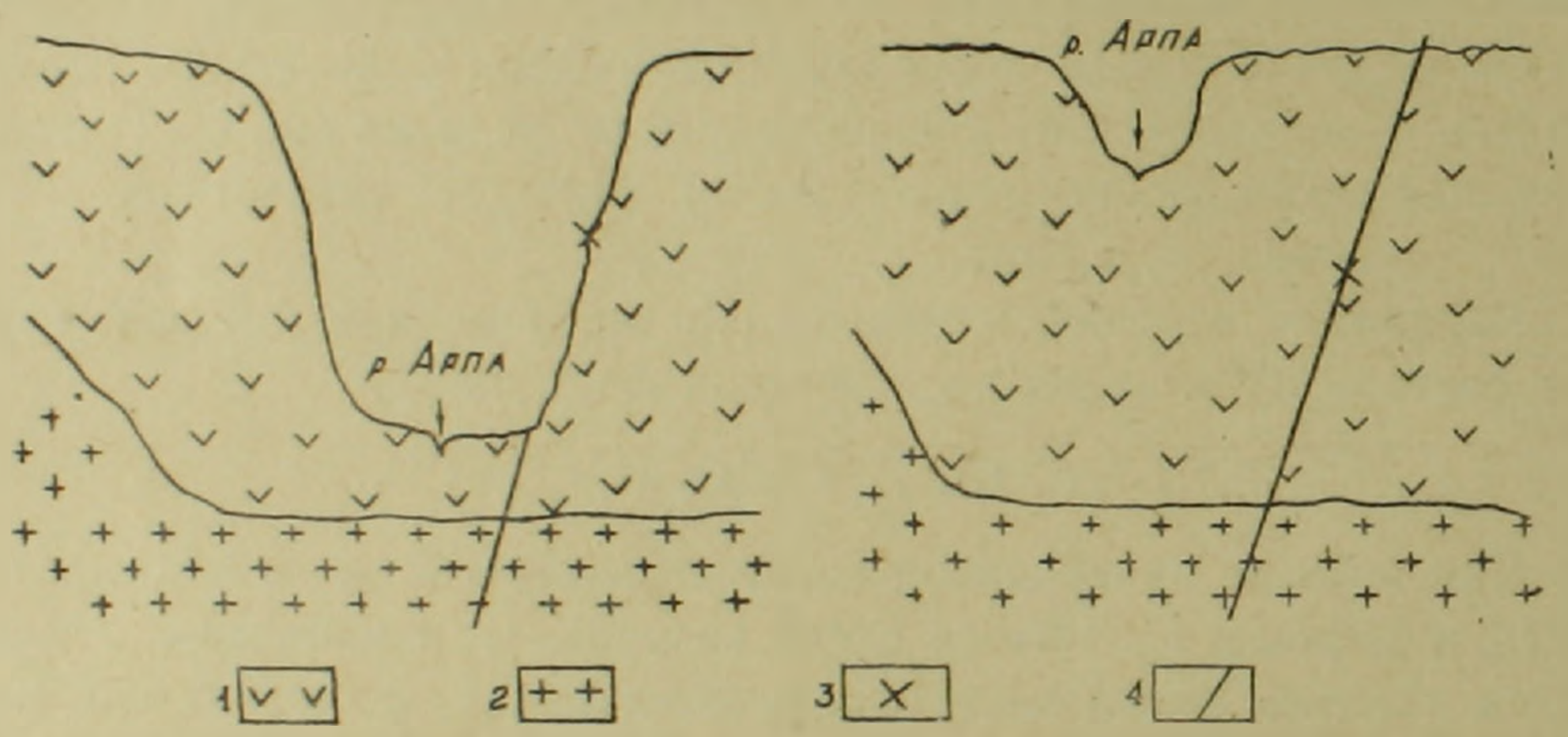
В настоящей статье рассматриваются некоторые крупные поля травертинов в бассейне *р.* Арпа и травертины термального минерального источника (Бугурского) в верховьях *р.* Воротан.

Курорт Джермук. Травертины района курорта Джермук располагаются пятнами на значительной площади, но в общем вытянуты вдоль ущелья *р.* Арпа. Особо крупные поля травертинов отмечаются на левом берегу и северо-восточнее, восточнее и юго-восточнее вулканического конуса, в виде террас. В некоторых местах мощность травертиновых щитов достигает 3—5 *м*. Северо-восточнее вулканического конуса, отвесный обрыв высотою 4—5 *м* сложен обломочным вулканическим материалом, сцементированным травертинами.

По сообщению К. И. Карапетяна в шлифе из этой породы наблюдается большое количество пепла, что указывает на одновременность проявления вулканизма и гидротермальной деятельности. Вниз по течению, на правом берегу *р.* Арпа, находится еще один крупный обрыв травертинов. В обоих местах сейчас минеральных источников нет.

На большую давность терм указывает и находка травертина, цементирующего брекчию в ныне обнаженном потоке андезито-базальтов, на высоте 30—35 *м* над уровнем реки. Ясно, что образование этих травертинов происходило в эпоху неполного вреза реки. Поток андезито-базальтов не был сильно эродирован, что позволило термальной воде подниматься по трещинам на большую высоту, не изливаясь сбоку. Таким образом, время образования травертинов примерно равно времени, необходимому для углубления *р.* Арпа на 30—40 *м* (фиг. 1).

Около действующих ныне минеральных источников и скважин выпадение травертинов продолжается. Современные их разности пред-



Фиг. 1. Схематичные профили через а) современное и б) древнее ущелье *р.* Арпа; 1) андезито—базальты; 2) гранодиориты; 3) местонахождение травертинов; 4) трещина, подводящая минеральную воду.

ставлены рыхлой слабослоистой массой желтоватого цвета. Так как в летнее время водой скважин снабжается ванное здание санатория, замерить количество выпадающих минеральных осадков не удалось. Тем не менее осаждение травертинов значительное, судя по скорости заполнения труб, которыми минеральная вода подводится от источника к зданию. В случае отсутствия предохранительных мер, трубы диаметром 10 *см* могут заполниться травертином в течение 4—5 мес. Травертин плотный, состоит из множества мелких радиально расположенных кристалликов.

Иногда наличие травертинов рассматривается как признак уже угасшей термальной деятельности недр. С таким мнением вряд ли можно согласиться полностью. Охлаждение недр безусловно имело место. Но сокращению участков развития терм сильно содействовала закупорка травертином путей движения минеральных углекислых вод.

В связи с наличием в горячей минеральной воде значительного количества газов, кальматация трещин будет происходить на боль-

шой глубине. Уже при концентрации 5 *г/л* CO_2 и температуре 50°С требуется давление в 6,5 атм. для удержания CO_2 в растворе вода-газ. Следовательно с глубины 60--65 *м* начнется выделение газа и выпадение в осадок $CaCO_3$. Подтверждением этого являются данные бурения в Джермуке, показывающие, что травертиновые и кальцитовые прожилки встречались на еще больших глубинах. Ясно, что интенсивность закупорки будет возрастать снизу—вверх.

Сел. Агаракадзор. Крупное поле массивных травертинов белова-того, реже желтого цвета, расположено в 4—4,5 *км* к югу от *с.* Агаракадзор, на правом берегу *р.* Грав, впадающей в *р.* Арпа. Вода, отлагающая осадок, имеет температуру 14°С, выделение углекислого газа обильное. Несмотря на это образование $CaCO_3$ сейчас происходит крайне медленно. Можно предположить, что в прошлом температура вод была выше и образование травертинового щита, местами имеющего мощность 4—5 *м*, происходило более интенсивно.

Сел. Меличка. То же самое можно сказать о минеральных водах *с.* Меличка, образовавших два травертиновых купола. Дебит источника незначителен, температура воды 13—14°С. Небольшая трещина, на которой находятся купола, очевидно, была закупорена травертинами и дала два центральных выхода, которые в свою очередь сильно уменьшились в размерах.

Верховья р. Бугур. Более крупный чем в Меличке куполовидный щит травертинов находится в верховьях *р.* Бугур (приток верхнего течения *р.* Воротан). Несмотря на большие размеры (20×15 *м*), выходное отверстие закупорено не сильно. Дебит источника 2—3 *л/сек.* Рост щита сейчас происходит крайне медленно, так как из бассейна размером 3×4 *м*, где вода выбивает несколькими грифонами, она отводится небольшой канавкой в реку. Часть карбоната кальция осаждается в канавке, но большая часть его уходит с речной водой.

Бугурский источник чрезвычайно интересен в отношении физико-химических и динамических показателей. Выходя на высоте 2800 *м* и имея температуру 34—35°С он представляет в некоторой степени исключение. Лишь отдельные лавовые покровы и шлаковые конусы поднимаются выше уровня выхода из источника.

Подогрев пресных подлавовых вод горячим газом следует исключить, так как для этого надо предположить истечение огромных количеств газа. Предположение о существовании газлифта также не приемлемо ввиду значительных глубин (порядка нескольких сотен метров). Остается допустить приподнятость основного водоносного горизонта известняково-мергельной свиты (предположительно верхнемелового возраста) на значительную высоту, вследствие чего совокупность артезианского напора и газлифта могут обусловить подъем и истечение воды. Косвенным подтверждением этого является химический состав минеральной термальной воды на *р.* Бугур. Он характеризуется как углекислый гидрокарбонатно-кальциевый, аналогичный водам Арарата, Татева и Айриджи, заведомо связанных с известняками и мергелями (различие возраста последних не имеет существенного значения).

Наличие в воде некоторого количества сульфат-иона и натрия связывается с влиянием измененных вулканогенных пород, слагающих „остальную" верхнюю часть разреза.

Речка Дара-юрт. Другим районом широкого развития травертинов является средняя часть долины *р.* Дара-юрт, одного из правых притоков *р.* Арпа. Речка Дара-юрт берет начало на Джермукском плато, течет к югу, затем резко поворачивает на восток, огибая лавовое поле с юга. Здесь в живописной долине по обоим берегам выходит множество мелких источников, отложивших большие поля травертинов.

Дебит источников ничтожен, судя по травертинам, которые протянулись вдоль речки более чем на 500—700 *м*, количество минеральной воды, выходившей на поверхность было очень большим. Минеральная вода несомненно закупорила места своих выходов, так как даже небольшая расчистка геологическим молотком на одном небольшом источнике значительно увеличила его дебит.

Химизм минеральных вод и травертинов

Колебания химического состава травертинов в пределах одного щита не дают возможности четко различить все описанные травертины. Однако, последние, образовавшись из минеральных вод, имеющих различные химические характеристики, при детальном рассмотрении обнаруживают слабые различия.

Химическая характеристика минеральных вод, отлагающих травертины, следующая:

1. Джермукские термы—углекислые гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциево-магниевые.

2. Агаракадзорская минеральная вода углекислая гидрокарбонатно-кальциево-магниевая.

3. Меличкинская минеральная вода—углекислая гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевая.

4. Бугурские термы—углекислые гидрокарбонатно-кальциево-натриевые.

5. Источники *р.* Дара-юрт—углекислые хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-кальциевые.

Приняты во внимание главнейшие компоненты.

Джермукские термы представляют сложный тип минеральной воды. Высокая температура и насыщенность углекислым газом определяет большую активность терм, выщелачивающих многие компоненты пород, в которых она циркулирует.

Учитывая то, что с травертинами выпадают трудно мигрируемые элементы, состав Джермукских травертинов следует считать очень насыщенным. В травертинах отсутствуют (и то не всегда) такие элементы, как: Zn, Mo, Cu, Pb, присутствующие в воде. Присутствуют же Ca, Mg, Al, Na, Fe, Mn, Ti, Cr, Bi, Ag, As, Sr и другие.

Количество некоторых элементов в Джермукских травертинах превышает таковое у других. Это относится к Na (совместно с K), который извлекается из гранитоидных пород и Sr — элементу химически сродному с Ca. Если вариации Ca, содержащегося в количестве 50—55% обычно незаметны, то колебания содержаний Sr от десятков долей процента до 1—3% хорошо улавливаются. В Джермукских травертинах стронция, как правило, больше 1%, иногда до 3%.

Это по нашему мнению, указывает на несомненную связь минеральных вод Джермука с доспреднеэоценовыми известковистыми породами (предположительно верхнемеловая, сенонская толща), в которых присутствует стронций.

По данным И. Г. Гаспарян целестин был обнаружен в гальке известняков. Галька находилась в среднеэоценовых породах (следовательно была моложе их) и очень напоминала верхнемеловые породы. На повышение содержания стронция в верхнемеловых известняках северной Армении, указывают также другие исследователи [1].

Интересна зависимость содержания Si в водах, а также в травертинах от температуры воды. В Джермуке источники левого берега, имеющие температуру 50—55°C содержат кремний в количестве 1—2%, тогда как минеральные воды на плато с более повышенной температурой 60—64°C откладывали травертин с содержанием Si до 5%.

Прямая зависимость увеличения количества Si с повышением температур воды (при прочих равных условиях) указывалась в литературе [4]. Поэтому при наблюдении разновозрастных отложений одного и того же минерального источника, содержание Si может явиться своеобразным термометром.

Таким путем можно проследить постепенное охлаждение воды минеральных источников *р.* Дара-юрт. С большого щита травертинов были отобраны и анализированы (химически и спектроскопически) пять образцов: 1) рыхлый травертин (современный); 2) сталактит (сравнительно новый); 3) верх щита (молодой); 4) середина щита (старый); 5) низ щита (древний).

Данные анализов представлены в табл. 1 (спектр. анализы) и табл. 2 (хим. анализы).

Из табл. 1 и 2 видно увеличение содержания кремнекислоты с глубиной (т. е. с древностью). Соответственно с этим наблюдается слабое (в общем) уменьшение количества окиси Ca в том же направлении. В содержаниях других элементов и их окисей особые связи не устанавливаются. Только окись алюминия, присутствующая в малых количествах ведет себя подобно SiO_2. Это очевидно, связано с увеличением растворимости Al_2O_3 при повышении температур.

Еще резче различия содержаний SiO_2 видны в травертиновом щите Бугурского минерального источника. Поведение Na, Ca и Al

Таблица 1

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Y	Sr	Bi	Na	As	Be
1—0,3	0,03	0,3—1	>10	1	1	0,003—0,01	0,001	—	0,3	0,003	0,1—0,3	0,01—0,03	0,0003
1—0,3	0,01—0,03	1—3	>10	0,1	0,03—0,1	0,003—0,001	0,0001—0,0003	—	0,1—0,3	0,003—0,01	0,3	0,01—0,03	—
1	0,1—0,3	3	>10	0,3—1	0,3—1	0,003—0,01	0,0001—0,0003	—	0,3	0,001	0,1—0,3	0,1	—
1—5	0,03	1—3	>10	1	1	0,003—0,001	0,0 01—0,0003	0,001	0,3	0,001 0,003	0,3	0,3—0,1	0,0003
1—5	0,3—1	1—3	>10	1	0,3—1	0,003—0,01	0,0001	—	0,3—1	0,001—0,003	0,3—1	0,01—0,03	0,0,03

Таблица 2

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	$K_2O + Na_2O$	п. п. п.	Сумма
0,74	сл.	0,36	1,51	0,13	0,09	52,93	0,75	0,71	41,99	99,59
1,02	не об.	0,28	0,08	0,13	0,02	54,07	0,21	0,94	43,3	100,19
1,48	не об.	0,41	0,81	0,09	0,13	53,48	0,48	0,33	42,4	99,83
2,74	не об.	0,87	0,89	0,06	0,16	52,20	0,47	0,41	41,5	99,48
3,50	не об.	0,90	1,31	0,35	0,21	51,55	1,45	0,81	40,4	99,81

(Na_2O, CaO, Al_2O_3) здесь идентично нижеописанному. Данные анализов представлены в табл. 3 и 4 (табл. 3—спектр. анализ, табл. 4—хим. анализ).

Таблица 3

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Y	Sr	Ba	Na	Mo
0,3	0,03—0,1	~1	>10	0,3—1	0,3—1	0,001—0,003	сл.	—	0,1—0,3	0,01	0,03—0,01	0,001
5	~1	~1	>10	0,3—1	0,3—1	0,01—0,03	сл.	0,001	0,1	0,01	0,1—0,3	0,001

Таблица 4

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O+Na_2O	п.п.п.	Сумма
0,58	0,02	0,07	0,99	0,46	0,11	54,9	0,95	не. об.	42,2	100,87
6,04	не. об.	0,74	1,66	не. об.	0,32	43,9	2,98	0,64	36,0	99,70

Образец № 1 (современный травертин) и образец № 2 (древний травертин).

Химизм Бугурского источника кратко рассматривается ниже.

Несмотря на то, что минеральные воды *сс.* Меличка и Агаракадзор территориально сравнительно близки, отложившиеся травертины, а также и сами воды несколько отличаются по своему химизму.

Характеристика Агаракадзорской воды (см. ниже) указывает на тесную связь с карбонатными породами и отсутствие в разрезе (где вода циркулирует) изверженных пород. Наоборот, состав Меличкинских вод позволяет думать, что при формировании их химизма наблюдалось влияние магматогенных пород вместе с наличием в разрезе карбонатных разностей. Присутствие последних не вызывает сомнения—это известняковая свита среднего эоцена и нижележащие породы верхнего мела. Неясна связь с изверженными образованиями. Возможно это верхнетретичная Газминская интрузия гранодиоритов. Возможно, и более вероятно, влияние молодого четвертичного вулкана Далик и его прикорневых частей.

Разница химизма воды, естественно, отразилась и на составе травертинов—увеличение окисей кремния и алюминия в Меличкинских и повышение CaO в Агаракадзорских водах (см. табл. 5).

Таблица 5

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	п.п.п.	Сумма
5,23	0,05	1,68	0,82	50,75	0,72	0,05	40,51	100,14
0,58	сл.	0,23	0,07	54,97	1,0	0,03	43,69	100,30

1) Меличкинский травертин и 2) Агаракадзорский травертин.

Кроме „нормальных“ известковистых образований интересные разности осадков из минеральных вод наблюдались в долине *р.* Дара-юрт. В одном и том же обрыве, среды желтоватых травертинов, в виде прослоев отлагалась несцементированная масса буроватого цвета. При просмотре бинокуляром выяснилось, что прослойка состоит примерно из 70% неправильных зерен минералов гидроокиси железа. Остальные 30% представлены аморфными травертинами, сростками кристаллов кальцита, обломками кварца и редко органическими остатками.

Данные спектрального анализа показали следующий состав вещества прослойки (табл. 6).

Таблица

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Y	Sr	Ba	Na	As	Be
1—5	0,03—0,1	>0.3	>5	3—10	1—3	0,003	0.001—0.003	0.01-0,03	0,1—0.3	0,03	1	>3	0,001

Обращает на себя внимание высокое содержание мышьяка обычно присутствующего в травертинах в сотых, реже десятых долях процента. Отложения минеральных вод, богатые мышьяком (в виде минералов скородита, гайдингерита) отмечались в районах Камчатки [3, 4] и Йеллоустонского парка. На иную возможность выпадения мышьяка с гидроокислами железа указала С. И. Набоко [2]. Последние наблюдаются в Дара-юрте, где связь мышьяка с минералами гидроокисей железа несомненна.

Гораздо труднее объяснить резкие перемены в жизни источника, осаждающего то травертины с содержанием As 0,01—0,03%, то гидрокиси железа (с травертином) As—1—3%.

Можно лишь отметить, что своеобразный химический состав вод Дара-юрта (не схожий с минеральными водами района) указывает на такие условия формирования и циркуляции, которые предполагают наличие на глубине соленосных и мышьяковых образований. Некоторая аналогия с водами Арзни и Дары-дага (Нахичеванская АССР) является подтверждением этому.

Радиоактивность травертинов. Интересные результаты получены при изучении радиоактивности травертинов. Была замерена β и γ радиоактивность Джермукских, Аярских и Араратских травертинов и железистой прослойки в Дара-юрте.

Как и ожидалось β и γ радиоактивность, связанная преимущественно с элементами уранового и ториевого ряда, оказалась наибольшей в Джермукских травертинах. Агаракадзорские и Араратские травертины имеют незначительные величины β и γ радиоактивности.

Данные измерений, произведенных в Лаборатории агрохимии АН Армянской ССР, сведены в табл. 7.

Таблица 7

Название образца	β-радиоактивность			γ-радиактивность		
	число импульсов в мин. на 100 *гр*	относит. ошибка измерен. (%)	в γ Cu на 100 *гр*	число импульсов в мин. на 100 *гр*	относит. ошибка измерен. %	в эквивалентах (уран) %
Травертин Джермука Железистая прослойка Дара-юрт . .	256,9	0,3	$139,0 \cdot 10^{-4}$	142	0,8	0,019
	3—4	6,6	$1,1 \cdot 10^{-4}$	1—2	23	—
Травертин Агаракадзора	2—3	6,0	$1,1 \cdot 10^{-4}$	1—2	12	—
Травертин Арарата .	не превышает фона			не превышает фона		

Эти результаты подтверждают связь минеральных вод Джермука с интрузивными телами, и, наоборот, указывают на отсутствие связи с глубинными магматическими телами в источниках Агаракадзора, Арарата.

В дальнейшем с увеличением числа анализированных на радиоактивность травертинов и с измерением α—радиоактивности, будут возможным более широкие обобщения.

Таким образом, исследование минеральных вод оказывается явно неполным без тщательного изучения травертинов, которое должно включить опробование химизма, радиоактивности и минералогического состава. Все эти данные, наряду с изучением физико-химических и геолого-структурных особенностей минеральных вод дадут возможность глубже понимать вопросы генезиса и циркуляции минеральных вод.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 1.XII.1959.

Ա. Լ. ԱՆԱՆՅԱՆ

ԱՐՓԱ ԵՎ ՈՐՈՏԱՆ ԳԵՏԵՐԻ ՎԵՐԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ՄԻ ՔԱՆԻ ՏՐԱՎԵՐՏԻՆԱՅԻՆ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Արփա գետի վերին հոսանքի ավազանը հարուստ է հանքային աղբյուրներով։ Շրջանի բարդ երկրաբանական կառուցվածքը և մի քանի խզումներ, պայմանավորում են տարբեր տեսակի հանքային ջրերի առաջացումը։ Համարյա բոլոր հանքային աղբյուրները դուրս գալով երկրի մակերես նստեցնում են կալցիումի կարբոնատ (տրավերտին)՝ վահաններ, ծածկոցների և փոքր գմբեթների ձևով։

Տրավերտինների նստեցումը կատարվում է համաձայն հետևյալ բանաձևի $Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + H_2O + CO_2$, երբ ջուրը դուրս է գալիս երկրի մակերես, ածխաթթու գազը անջատվում է նրանից, որի պատճառով ռեակցիան շարժվում է դեպի աջ։

Տրավերտինի մեծ ծածկոցներ կան Ջերմուկի շրջանում Արփա գետի երկու ափերին։ Հրաբխային կոնից դեպի արևելք տրավերտինները ցեմեն-

ուացնում են մեծ քանակությամբ հրաբխային մոխիր: Դա ապացուցում է այն, որ Ջերմուկի հանքային ջրերը և չորրորդական լավաները ունեն միևնույն հասակ:

Տրավերտինների խոշոր դաշտ է գտնվում Գոտավ գետի աջ ափին, Ագարակաձոր գյուղից 4.5 կմ դեպի հարավ: Այդ տրավերտինները նստեցնող ջրի ջերմաստիճանը 14°C է, և նրանում ածխաթթու գազի պարունակությունը մեծ է: Չնայած դրան, տրավերտինների աճը ներկայումս դանդաղ է ընթանում:

Նույնը կարելի է ասել Մալիշկա գյուղի հանքային աղբյուրների մասին, որոնք առաջացրել են տրավերտինային երկու գմբեթներ:

Ավելի մեծ տրավերտինային վահան գտնվում է Որոտան գետի վերին հոսանքում: Այստեղի աղբյուրը հայտնի է Կոթուր-Իստի սու անվան տակ: Ջրի ջերմաստիճանը 34—35°C է, և դեբիտը հավասար է 2—3 լիտր վայրկյանում: Այդ աղբյուրը, գտնվելով 2800 մետր բարձրության վրա (ծովի մակերևույթից), շատ հետաքրքիր է և կարող է հանդիսանալ հատուկ ուսումնասիրության առարկա:

Տրավերտինների տարածման մյուս վայրը Արփա գետի աջ վտակի՝ Դարա-յուրտի միջին հոսանքն է: Այստեղ 500—700 մետր տարածության վրա գետի երկու ափերին կան տրավերտինների մեծ կուտակումներ:

Հանքային ջրի քանակությունը այժմ փոքր է: Հավանական է, որ տրավերտինները նստելիս փակել են ջրի ելքի ճանապարհը:

Շրջանում տարածված հանքային ջրերը ունեն տարբեր քիմիական կազմ:

Տրավերտինների քիմիզմի մեջ նույնպես նկատվում են որոշ տարբերություններ: Այսպես, օրինակ՝ Ջերմուկի տրավերտինների մեջ նատրիումի համեմատաբար մեծ քանակությունը ցույց է տալիս հանքային ջրերի սերտ կապը գրանոդիորիտային ապարների հետ:

Տաք և սառը ջրերի նստվածքներում Si պարունակությունը տարբեր է, այն գերակշռում է տաք ջրերում: Քանի որ հին տրավերտիններում Si քանակությունը շատ է, կարելի է ասել, որ անցյալում հանքային ջրերը ավելի տաք են եղել քան այժմ:

Բացի տրավերտիններից հանքային աղբյուրները երբեմն առաջացնում են հատուկ նստվածքներ: Դարա-յուրտի այդ նստվածքները ներկայացված են գորշ գույնի փխրուն դանդվածով, որի մեջ կան երկաթի հիդրօքսիդներ, բյուրեղային կալցիումի և կվարցի բեկորներ:

Հետաքրքիր է երկաթի և մկնդեղի մեծ քանակությունը այդ նստվածքներում (Fe 3 — 10%, As > 3%) Դարա-յուրտի հանքային ջրի առանձնահատկությունը և տրավերտինների այդպիսի կազմը թույլ են տալիս մտածել, որ ջրի առաջացումը և շրջապտույտը կատարվում են այնպիսի պայմաններում, որոնք չեն ժխտում խորքում աղային և մկնդեղային նստվածքների առկայությունը:

Տրավերտինների β և γ ռադիոակտիվության ամենամեծ թվերը բնորոշ են Ջերմուկի թերմերի նստվածքների համար: Համեմատության համար չափված Արարատի և Ապարանձորի տրավերտինները β և γ ակտիվության չհայտաբերեցին:

Ընդհանրացնելով կարելի է ասել, որ հանքային ջրերի ուսումնասիրու-

Թյանը անպայման պետք է հաջորդի տրավերտինների ուսումնասիրությունը։ Այդպիսի կոմպլեքս հետազոտումները թույլ կտան ավելի խորը հասկանալ հանքային ջրերի ծագման և շրջանառության հարցերը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Мартиросян М. Я., Мкртчян Г. М., Сатиан М. А.* О содержании Sr и Ba в верхнесенонской карбонатной толще Северной Армении (Иджеванский и Ноемберянский районы). Тр. первой Зак. конф. молод. научн. сотр. АН АрмССР. 1959.
2. *Набоко С. И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. Лаб. Вулканологии, вып. 16, АН СССР, 1959.
3. *Пийп Б. И.* Термальные ключи Камчатки, АН СССР, 1937.
4. *Allen E. T. a Day A. L.* Hot Springs of Jellowstone National Park.—Carnegie Inst. Wash. publ., № 466, 1935.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ГЕОФИЗИКА

П. П. КАЗАНЧЯН

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ СЕЗОННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ МЕТОДОМ ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Известно, что колебательные движения земной коры представляют собой широко распространенные явления, присущие любой точке земной поверхности, а причины их весьма разнообразны. Основываясь на различных признаках, позволяющих судить о колебательных движениях земной коры, выделяют различные методы изучения этих движений. В основном, по своим особенностям все методы обобщаются в две группы, из которых одна дает точное количественное выражение (инструментальные методы: сейсмический, астрономический, геодезический и т. д.), а другая—качественную характеристику (методы геологический, историко-археологический, геоморфологический и т. д.). Из всех этих методов величина колебательного движения с наибольшей достоверностью может быть определена с помощью геодезических измерений. Н. И. Николаев в работе „Новейшая тектоника СССР", В. В. Белоусов в работе „Основные вопросы геотектоники" и другие авторы отмечают, что наиболее точным методом изучения колебательных движений земной коры является метод геодезических измерений, хотя при этом наблюдается ряд трудностей, из-за абсолютной неподвижности геодезических знаков фундаментальных реперов, особенностей грунтов, грунтовых вод. Но немногочисленные работы, убедительно говорят о том, что отмеченные трудности не могут явиться основанием для заключения о неприемлемости данного метода.

Например, в работе [5], где использованы данные повторных высокоточных нивелировок разных лет, произведенных на территории СССР, были вычислены относительные и абсолютные скорости современных движений земной коры. При этом следует отметить, что нивелирные работы, произведенные для геодезических целей, не полностью отвечали требованиям по изучению колебательных движений земной коры. Трассы выбирались без учета того, чтобы они охватывали стыки тектонических областей; закрепление реперов, инструменты, методика наблюдений разных нивелировок не соответствовали друг-другу. Очевидно, что только при учете указанных недостатков можно получить хорошие результаты.

Метод повторного нивелирования, выполняемый через 15—20 лет, дает возможность определять вековые движения земной коры, которые могут доходить до 1 *см* в год, а в горных районах до 10 *см*. Но эти величины не польностью отображают колебательные движения земной коры. Установлено, что в период векового движения происходят и поднятия и опускания, а величина векового движения отображает лишь остаточную часть этих колебаний. Эго подтверждается работами Макса Кнейселя, который в Мюнхене производил высокоточное нивелирование ежемесячно в течение трех лет. Оказалось, что в 1952 г. колебания были незначительно малыми, в 1953 г. они были наибольшими, а в 1954 г. опять уменьшились. В его выводах, в частности, говорится, что для получения надежных данных о колебательных движениях земной коры необходимо по фундаментальным реперам производить высокоточную нивелировку в течение многих лет, делать несколько равномерно распределенных в течение года повторных нивелировок.

В Женеве, а в дальнешем в Мюнхене, были установлены два точных уровня ($\tau = 5''$) в подвале по направлениям СЮ и ВЗ, и за период более 13 лет ежедневно производились отсчеты по этим уровням по 5 раз в день. Анализ этих наблюдений позволил установить, что полученные большие колебания уровней не могли быть объяснены какими либо другими явлениями, кроме явления суточного колебательного движения земной коры. Чтобы уточнить это, в последующем в Японии в сейсмическом районе, но уже на глубине 27 метров от поверхности земли, были поставлены аналогичные наблюдения. В результате было выяснено, что подобным методом можно установить суточное колебательное движение земной коры, а координация этих данных с данными, полученными на сейсмической станции, позволяет уточнить некоторые вопросы из области сейсмологии.

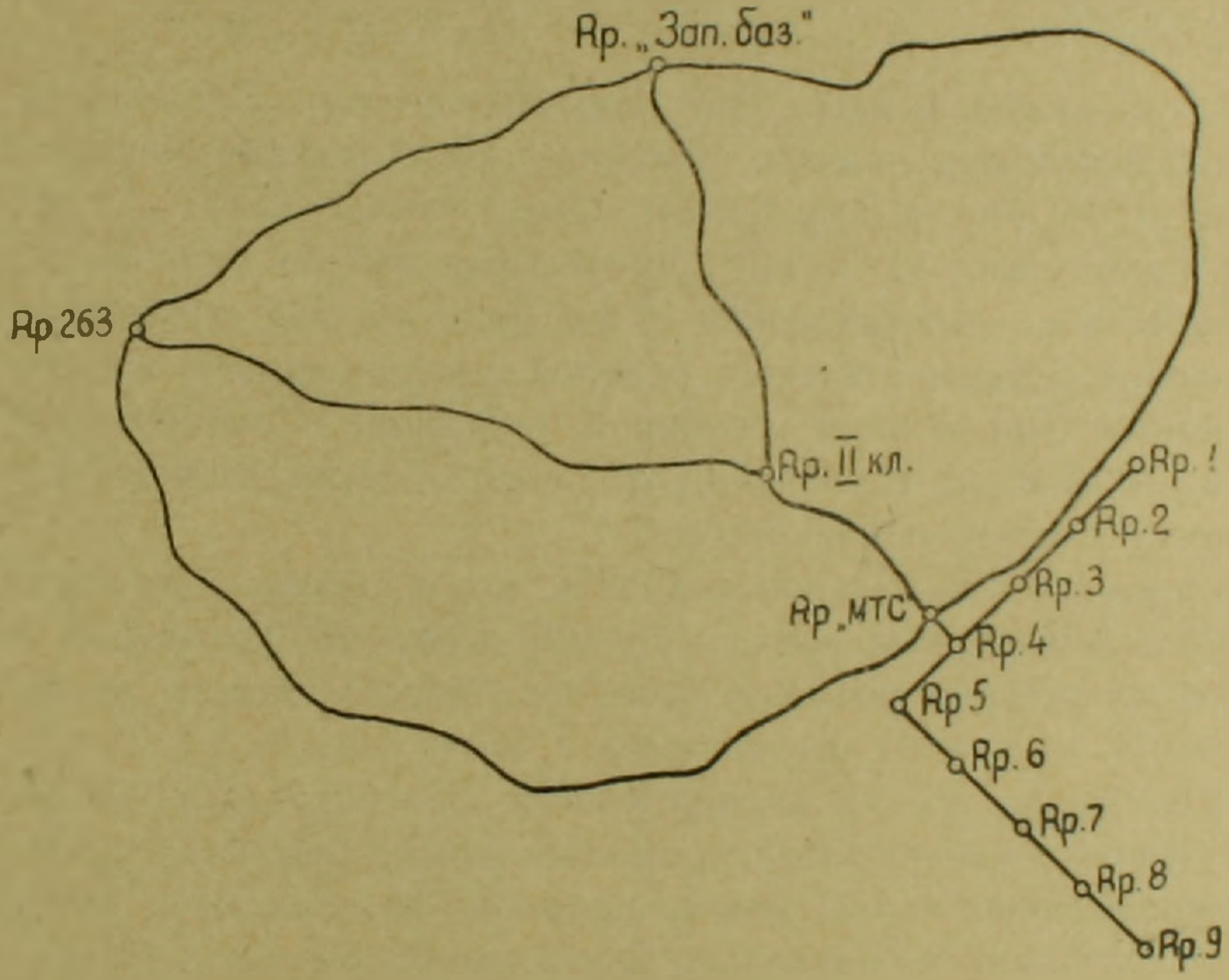
Учитывая вышесказанное и то, что высокогорная Армения характеризуется наличием активных тектонических и сейсмических районов, нами был выдвинут вопрос о проведении работ по изучению сезонных движений земной коры методом повторных нивелировок. Ознакомление со всеми материалами нивелирных работ по Армении позволило установить, что в 1928 г. Главным Геодезическим Комитетом Северо-Кавказского окружного объединения было произведено нивелирование повышенной точности на территории гор. Ленинакана для съемочных целей, причем нивелированием было охвачено 350 стенных, 54 грунтовых реперов и 11 триангуляционных пунктов.

Нивелирование было произведено из середины нивелиром фирмы „Триндины" с ценой деления уровня $\tau = 10''$. Расстояния от инструмента до реек не превышали 50 *м*. Отсчеты производились по трем нитям и по двум сторонам рейки. К сожалению материалы этих

нивелировок не сохранились. Однако, можно сказать, что это нивелирование превышает точность III класса.

В дальнейшем, с целью обеспечения города высотной сетью, в 1954—55 годах геодезическим сектором Армянского Республиканского проектного института было произведено нивелирование III класса. Нивелирной сетью, проложенной в виде трех полигонов длиною 40 *км*, был охвачен также и 21 стенной репер 1928 года. Нивелирование III класса производилось прецизионным нивелиром с ценой деления $\tau = 7''$ по двухсторонним трехметровым рейкам типа Высоцкого, согласно требованиям инструкции.

Схема сети.



Результаты нивелирования приведены в табл. 1.

Данные нивелирования 1955 года также обеспечивают точность III класса.

Сопоставлением между собою одноименных превышений всех указанных 21 реперов, были получены следующие разности (h 1955 — h 1928) в миллиметрах: + 3, + 12, + 13, + 16, + 18, + 21, + 25, + 26, + 26, + 27, + 30, + 35, + 37, + 37, + 39, + 40, + 42, + 43, + 67, + 67 и —69.

На месте было установлено, что отрицательная невязка —69 *мм* получилась там, где здание, на котором находится репер, дает осадку из-за наличия грунтовых вод, в связи с чем это значение было исключено.

Указанные разности соответствующих превышений 1928 и 1955 годов в 19 случаях из 20 превышают ошибки нивелирования III клас-

са. Весьма возможно, что они получились за счет колебательных движений земной коры. А одинаковый знак + показывает поднятие данной местности. Для уточнения этих предположений было решено намеченные исследования производить именно в этом районе.

Таблица 1

Название хода	Длина хода в *км*	Невязки в *мм*		Средняя кв. ошибка на 1 *км* хода
		полученные	допустимые	
Марка II кл.—Рп263	5,5	+2,0	±23	±2,4 *мм*
Рп 263—„Зап. Баз."	10,8	+0,7	±33	
„Зап. Баз."—Марка II кл. . .	5,6	+4,5	±24	
„Зап. Баз."—„МТС"	9,7	—7,8	±31	
Марка II кл.—„МТС"	2,0	+0,8	±14	
„МТС"—Рп 263	10,4	—2,5	±32	

С этой целью, в июле 1957 года вблизи гор. Ленинакана было заложено 9 фундаментальных реперов с расстояниями между ними в среднем 1 *км* (см. схему сети). Схема сети имеет „Г"-образную форму с азимутами 52° и 142°. Абсолютная высота сети составляет в среднем 1538 *м*, а общая длина—8 *км* (по 4 *км* под прямым углом). Закрепление фундаментальных реперов производилось железобетонными монолитами в виде усеченной пирамиды с размерами 2,5 *м* × × 0,5 *м* × 0,25 *м*, на глубину 3,5 *м*. Геологический разрез всех шурфов можно считать одинаковым.

В сентябре 1957 г. производились исследования нивелира НА—1 за № 186 и нивелирных реек за № 4937 и № 4939, которыми в конце сентября по четырем реперам выполнено нивелирование по программе I класса, в строгом соответствии с инструкцией.

Несмотря на все предосторожности, благоприятные внешние условия работы и сравнительно незначительный уклон трассы, разности одноименных превышений между прямыми и обратными ходами получились близкими к предельно допустимой ошибке. Поэтому для нивелирования всей трассы, проходящей в основном по плотным грунтам, были изготовлены костыли особой конструкции; кроме того, были приняты некоторые другие меры предосторожности.

С учетом этих факторов и придерживаясь требований инструкции, в октябре 1957 года было произведено нивелирование всей трассы по полной программе I класса. При этом прямой ход между двумя реперами производился в утренние часы, приблизительно с 7 ч. до 9 ч. 30 м., а обратный ход—в вечерние часы с 15 ч. 30 м. до 19 ч. 00 м. Средняя температура воздуха в часы нивелирования была 13°—15° С, средняя суточная общая облачность около 4 баллов, средняя скорость ветра 1—1,5 *м/сек*. Данные полученных превышений между соответствующими реперами приведены в табл. 2.

В апреле 1953 г. была произведена вторичная нивелировка той же трассы при следующих внешних условиях: средняя температура воздуха в часы нивелирования 9—10° С, средняя суточная общая об-

Таблица 2

№№ реперов	Расстояние в *км*	Прямой ход				Обратный ход				Средняя h_1	Средняя кв. ошибка m в *мм*
		Правая нивелир.		Левая нивелир.		Правая нивелир.		Левая нивелир.			
		осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.		
1	0,8	−5,6107	−5,6134	−5,6104	−5,6108	+5,6133	+5,6126	+5,6132	+5,6131	−5,6122	1,01
2	1,1	−9,5805	−9,5805	−9,5810	−9,5804	+9,5812	+9,5817	+9,5815	+9,5822	−9,5811	0,66
3	1,1	−6,7315	−6,7310	−6,7326	−6,7328	+9,7330	+6,7338	+6,7 26	+6,7317	−6,7324	0,87
4	1,0	−6,0609	−6,0609	−6,0624	−6,0628	+6 0594	+6,0618	+6,0592	+6,0619	−6,0612	1,29
5	1,0	−2,6472	−2,6477	−2,6478	−2,6465	+2,6477	+2,6484	+2,6469	+2,6473	−2,6474	0,59
6	1,0	−4,5188	−4,5180	−4,5170	−4,5176	+4,5160	+4,5169	+4,5174	+4,5176	−4,5174	0,83
7	1,0	−1,8850	−1,8846	−1,8858	−1,8844	+1,8862	+1,8858	+1,8843	+1,8862	−1,8853	0,80
8	1,1	+0,5472	+0,7470	+0,5497	+0,5496	−0,5488	−0,5486	−0,5500	−0,5495	+0,5488	1,11
9											
L =8,1											

Невязка между прямым и обратным ходами $f_1 = -0{,}95$ *мм*.

Средняя квадратическая ошибка одного *км* хода $M_1 = \pm 0{,}71$ *мм*.

Таблица 3

№№ реперов	Расстояния в *км*	Прямой ход				Обратный ход				Среднее h_2	m в *м*
		Правая нивелир.		Левая нивелир.		Правая нивелир.		Левая нивелир.			
		осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.		
1	0,8	−5,6106	−5,6104	−5,6116	−5,6112	+5,6119	+5,6126	+5,6128	+5,6121	−5,6117	0,87
2	1,1	−9,5823	−9,5822	−9,5818	−9,5836	+9,5825	+9,5836	+9,5846	+9,5836	−9,5830	0,95
3	1,1	−6,7326	−6,7332	−6,7332	−6,7328	+6,7353	+6,7330	+6,7352	+6,7339	−6,7336	1,05
4	1,0	−1,0616	−6,0604	−6,0614	−6,0618	+6,0595	+6,0596	+6,0600	+6,0589	−6,0604	1,09
5	1,0	−2,6461	−2,6466	−2,6483	−2,6484	+2,6462	+2,6463	+2,6478	+2,6483	−2,6472	1,06
6	1,0	−4,5163	−4,5157	−4,5174	−4,5178	+4,5168	+4,5172	+4,5172	+4,5158	−4,5168	0,77
7	1,0	−1,8858	−1,8861	−1,8839	−1,8844	+1,8834	+1,8848	+1,8840	+1,8848	−1,8846	0,93
8	1,1	+0,5475	+0,5479	+0,5500	+0,5484	−0,5488	−0,5484	−0,5496	−0,5498	+0,5488	0,91
9											
L = 8,1											

Невязка между прямым и обратным ходами $f_2 = +0{,}2$ *мм*.

Средняя квадратическая ошибка одного *км* хода $M_2 = \pm 0{,}77$ *мм*.

лачность 6—7, средняя скорость ветра 1,0—1,5 *м/сек*. Нивелирование производилось в той же последовательности, теми же инструментами и тем же наблюдателем.

Данные полученных превышений между соответствующими реперами приведены в таблице 3.

На основании данных, приведенных в табл 2, 3, в табл. 4 вычислены разности превышений и абсолютные высоты одноименных реперов*.

Таблица 4

№№ реперов	h_2 апрель 1958 г.	h_1 октябрь 1957 г.	h_2-h_1	Накопление h_2-h_1	H_2—апрель 1958 H_1—октябрь 1957	H_2-H_1	Скорость движения в *мм*/год
1					1556,0540	+2,6	+5,2
	—5,6117	—5,6122	+0,5	+2,6	14		
					1550,4423	+3,1	+6,2
	—9,5830	—9,5811	—1,9	+3,1	92		
3					1540,8593	+1,2	+2,4
	—6,7336	—6,7324	—1,2	+1,2	81		
4				0	1534,1257	—	—
	—6,0604	—6,0612	+0,8	+0,8			
5					1528,0653	+0,8	+1,6
	—2,6472	—2,6474	+0,2	+1,0	45		
6					1525,4181	+1,0	+2,0
	—4,5168	—4,5174	+0,6	+1,6	71		
7					1520,9013	+1,6	+3,2
	—1,8846	—1,8853	+0,7	+2,3	97		
8					1519,0167	+2,3	+4,6
	+0,5488	+0,5488	+0,0	+2,3	44		
9					1519,5655	+2,3	+4,6
					32		

По данным сейсмической станции гор. Ленинакана за указанное время (октябрь 1957—апрель 1958) из 130 наблюдений, колебаний, превышающих один балл, зафиксировано не было. Из табл. 4 видно, что одинаковый и положительный знак (H_2-H_1) показывает поднятие данной местности, а величина их за истекший период указывает скорость движения земной коры. Отрицательный знак (h_2-h_1) между реперами №№ 2—4 наталкивает на предположение, что здесь имеет место стык двух тектонических зон. Это подтверждается еще и тем, что уклон и направление движения грунтовых вод на этом участке резко меняется.

В октябре 1958 г. была произведена третья повторная нивелировка той же трассы. Внешние условия работы следующие: средняя температура воздуха в часы нивелирования 13—16°С, средняя суточная общая облачность 6, средняя скорость ветра 0. Нивелирование

---

* Стенной репер „МТС" III класса находится от репера № 4 на расстоянии 0,45 *км*. Превышение между этими реперами определялось 2 раза двойным нивелированием, среднее значение которого было использовано при определении абсолютной отметки репера № 4.

производилось опять с той же последовательностью, теми же инструментами и тем же наблюдателем. За полгода (апрель—октябрь 1958 г.) сейсмическая станция зафиксировала 4 землетрясения, данные о которых приведены в табл. 5.

Таблица 5

Дата	Время в очаге	Время на месте		Продолжительность в *сек*	Расст. от очага в *км*	Сила землетрясения в баллах
		начало	конец			
30 мая	9 16 10	16 21	16 29	8	60	4,5
31 мая	7 50 08	50 19	50 24	5	60	4,0
31 мая	13 31 12	31 23	— —	—	60	3,5
26 июня	—	—	—	10	33	4,0

Данные полученных превышений между соответствующими реперами из третьего нивелирования приведены в табл. 6.

По данным таблиц 2, 3, 6 составлена табл. 7, в которой по трем разностям превышений вычислены их накопления, а также средние квадратические ошибки накопления.

Из табл. 7 видно, что накопления разностей $h_2 - h_1$, получились с положительным знаком, т. е. все репера поднялись относительно исходного репера № 4. Это подтверждается и разностями h 1955—h 1928. А после землетрясений накопления $h_3 - h_2$ или $h_3 - h_1$ показывают неравномерное их изменение как по величине, так и по знаку.

Хотя величины некоторых накоплений получились в пределах или меньше точности определения этих накоплений, тем не менее, на основании приведенных данных, уже сейчас можно считать, что скорости современных движений земной коры не являются постоянными.

Очевидна необходимость дальнейшего сбора фактического материала для более полного изучения затронутых в настоящей работе вопросов.

Армянский сельскохозяйственный
институт

Поступила 20.IV.1959.

Գ. Գ. ԱԶԱՏՅԱՆ

ԳԵՈԴԵԶԻԱԿԱՆ ԵՂԱՆԱԿՈՎ, ԵՐԿՐԻ ԿԵՂԵՎԻ ՍԵԶՈՆԱՅԻՆ ՇԱՐԺՈՒՄՆԵՐԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅՈՒՆԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

«Հայաստանի պայմաններում գեոդեզիական եղանակով երկրի կեղևի սեզոնային շարժումների ուսումնասիրությունը» աշխատությունում տրված են այն եղանակները, որոնցով ուսումնասիրվում են երկրի կեղևի շարժումները և հիմնավորված են այդ ուսումնասիրությունների գեոդեզիական եղա-

Таблица 6

№№ реперов	Расстояния в к.м	Прямой ход				Обратный ход				Среднее h_3	m в м
		Правая нивелир.		Левая нивелир.		Правая нивелир.		Левая нивелир.			
		осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.	осн. шк.	доп. шк.		
1	0,8	−5,6116	−5,6104	−5,6114	−5,6116	+5,6095	+5,6096	+5,6104	+5,6100	−5,6106	0.87
2	1,1	−9,5824	−9,5817	−6,5816	−9,5813	+9,5817	+9,5824	+9,5828	+9,5836	−9,5822	0.76
3	1,1	−6,7355	−6,7342	−6,7361	−6,7350	+6,7358	+6,7358	+6,7336	+6,7350	−6,7351	0.87
4	1,0	−6,0622	−6,0616	−6,0632	−6,0630	+6,0632	+6,0629	+6,0630	+6,0617	−6,0626	0.70
5	1,0	−2,6466	−2,6466	−2,6474	−2,6471	+2,6492	+2,6497	+2,6474	+2,6476	−2,6477	1,14
6	1,0	−4,5179	−4,5172	−4,5164	−4,5164	+4,5191	+4,5184	+4,5186	+4,5182	−4,5178	1,00
7	1,0	−1,8834	−1,8834	−1,8850	−1,8837	+1,8858	+1,8857	+1,8863	+1,8848	−1,8848	1,15
8	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9											

Невязка между прямым и обратным ходами $f_3 = +2,2$ *м.м.*

Средняя квадратическая ошибка одного *к.м* хода $M_3 = \pm 0,83$ *м.м.*

Таблица 7

№№ реперов	Превышение			I разность			II разность			III разность		
	h_1 октябрь 1957 г.	h_2 апрель 1958 г.	h_3 октябрь 1958 г.	h_2-h_1	накопление	средн. кв. ошибка наколен.	h_3-h_2	накопление	средн. кв. ошибка накопл.	h_3-h_1	накопление	средн. кв. ошибка накопл.
1	−5,6122	−5,6117	−5,6106	+0,5	+2,6	±1,10	+1,1	−0,4	±1,10	+1,6	+2,2	±1,63
2	−9,5811	−9,5830	−9,5822	−1,9	+3,1	±0,92	+0,8	+0,7	±0,92	−1,1	+3,8	±1,35
3	−6,7324	−6,7336	−6,7351	−1,2	+1,2	±0,65	−1,5	+1,5	±0,65	−2,7	+2,7	±0,96
4	−6,0612	−6,0604	−6,0626	+0,8	0	0	−2,2	0	0	−1,4	0	0
5	−2,6474	−2,6472	−2,6477	+0,2	+0,8	±0,65	−0,5	−2,2	±0,65	−0,3	−1,4	±0,96
6	−4,5174	−4,5168	−4,5178	+0,6	+1,0	±0,92	−1,0	−2,7	±0,92	−0,4	−1,7	±1,35
7	−1,8853	−1,8846	−1,8848	+0,7	+1,6	±1,10	−0,2	−3,7	±1,10	+0,6	−2,1	±1,63
8	+0,5488	+0,5488	—	0	+2,3	±1,30	—	−3,9	±1,30	—	−1,6	±1,92
9					+2,3	±1,43		—	—		—	

նակի առաձգությունները։ Անալիզի ենթարկելով կատարված երկրաչափական հարթաչափության աշխատանքները, ապացուցված է, որ Լենինական քաղաքի տերիտորիայի 3-րդ կարգի կրկնակի հարթաչափության նույնանուն ռեպերների միջև համեմատական տարբերությունները (h 1955—h 1928) գերազանցում են այդ կարգին համապատասխանող ճշտություններին։ Նկատի ունենալով Շիրակի հարթավայրի երկրաբանական, անյամիկական և օդերևութաբանական առանձնահատկությունները, ինչպես նաև ստացված h 1955—h 1928 մեծությունների դրական նշանները, որոնք կարելի է վերագրել երկրի արտաքին կեղևի շարժմանը, համապատասխան հետազոտությունների անհրաժեշտություն զգացվեց։ Այդ նպատակով Լենինական քաղաքի տերիտորիայում 3,5 մետր խորության վրա ամրացվել է 9 հատ ֆունդամենտալ—1 տիպի ռեպերներ. (առաջին 3 ռեպերները ստորերկրյա ջրերի մոտ լինելու պատճառով ամրացվել են 2 մետր խորությամբ)։ Երկաթ-բետոնի ռեպերների մոնոլիտները ամրացվել են մոտավորապես նույն երկրաբանական պայմաններում ամեն մի կիլոմետրի վրա (արևմտյան ուղի «Г» ձև, 4-ական կիլոմետր ուղիղ անկյան տակ)։ Ռեպերների ամրացումից հետո, 1957 թվականի հոկտեմբերին հետազոտված և ստուգված НА—1 № 186 նիվելիրով ու №№ 4937, 4939 «Ինվար» ռեյկաներով կատարվել է հարթաչափություն ըստ 1-ին կարգի ծրագրի։

1958 թ. ապրիլին, մոտավորապես նույն կլիմայական պայմաններում, նույն գործիքներով և նույն բրիգադայի կողմից կատարվել է երկրորդ հարթաչափությունը։ Ի նկատի ունենալով, որ նշված կետ տարվա ժամանակամիջոցում (1957 թ. հոկտեմբեր—1958 թ. ապրիլ) Շիրակի հարթավայրի մոտակայքում ոչ մի երկրաշարժ չի գրանցվել, ուստի ստացված նույնանուն համեմատական բարձրությունների տարբերությունների դրական նշանները վերագրվեցին տեղանքի բարձրացմանը (ըստ h ապրիլ—h հոկտեմբեր մեծությունների դուրս բերված շարժման արագությունների)։

Նույն պայմաններում, 1958 թ. հոկտեմբերին կատարվել է երրորդ հարթաչափությունը։ 1958 թ. ապրիլ—1958 թ. հոկտեմբեր ժամանակաշրջանում Լենինական քաղաքի անյամիկ կայանը գրանցել է չորս երկրաշարժ, որոնց մագնիտուդ ուժը եղել է 4,5 բալ։ Համեմատական բարձրությունների տարբերությունները h 1958 հոկտեմբեր—h 1958 ապրիլ երկրաշարժից հետո խիստ տարբերվել են առաջին կետ տարվա տարբերություններից և մեծությամբ և իրենց նշաններով, հատկապես Rp 2—Rp 4 հատվածում, որտեղ ստորերկրյա ջրերի շարժման ուղղությունը նույնպես տարբերվում է ընդհանուր ուղղությունից։ Կարելի է ենթադրել, որ երկու տարբեր տեկտոնական գոտիների սահմանը գտնվում է այս հատվածում։

Երկրի կեղևի անգոնային և դարավոր շարժումների ուսումնասիրությունների համար խոշոր նշանակություն ունեն գեոդեզիան, երկրաբանությունը և այլ գիտահետազոտական գիտություններն ուստի անհրաժեշտ է նման հետազոտություններ ծավալել նաև Հայաստանի այլ շրջաններում։

Հարթաչափության արդյունքները պետք է ընտրել այնպես, որ այն անցնի տարբեր տեկտոնական գոտիներով։

Ուսումնասիրությունների նախնական տվյալներից կարելի է եզրակացնել, որ երկրի կեղևի շարժման արագությունները հաստատուն

մեծություններ չեն, ուստի սեզոնային շարժումների մեծությունները և արագությունները որոշելու համար, անհրաժեշտ է ուսումնասիրությունները կատարել պարբերաբար տարեկան չորս անգամ:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
2. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
3. *Белорусов В. В.* Колебательные движения земной коры, их развитие, свойства и задачи их изучения. Геодезиздат, 1948.
4. *Кузнецов И. Г.* Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геол., № 7, 1933.
5. *Мещеряков Ю. А.* и *Синягина М. И.* Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 1, 1951.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխատեհագր. գիտ. XIII, 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

МЕХАНИКА ГРУНТОВ

Г. Н. ТЕР-СТЕПАНЯН

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ КОЭФФИЦИЕНТА ФИЛЬТРАЦИИ СВЯЗНЫХ ГРУНТОВ

Известно, что скорость фильтрации грунтов зависит от многих факторов — величины напора, температуры, состояния пористости грунта, величины образца и др. Обработка результатов массовых лабораторных анализов представляет собой достаточно громоздкую операцию, и поэтому в производственной практике часто исключают из рассмотрения ряд факторов и упрощают формулы. В исследовательских работах пользуются более точными формулами, не считаясь с длительностью процесса аналитической обработки результатов.

Пользуясь преимуществами, представляемыми номографическим методом, имеется полная возможность вести опыты с учетом всех влияющих на результаты определения факторов, и в то же время предельно сократить время на обработку материалов. С указанной целью автором были составлены номограммы для определения коэффициента фильтрации грунтов при переменном и постоянном напоре. Первая из этих номограмм описывается ниже*.

Для определения коэффициента фильтрации грунта при переменном напоре автором дается общая формула в следующем виде [2]:

$$k = 2{,}3\ \frac{f}{F}\ h\ \frac{1+\varepsilon}{1+\varepsilon_0}\ \frac{u}{t}\ lg\ \frac{H_1}{H_2} \qquad (1)$$

где f — площадь сечения трубки пьезометра, *кв. см*,
F — площадь поперечного сечения образца грунта, *кв. см*,
h — высота слоя грунта, *см*,
ε — коэффициент пористости грунта при испытании на фильтрацию,
ε_0 — коэффициент пористости грунта в начале опыта,
u — температурная поправка на изменение вязкости воды,
t — интервал времени, в течение которого напор воды в пьезометре изменяется от H_1 до H_2, *сек*.

Приведенная формула коэффициента фильтрации является общей, так как она позволяет вычислять различные коэффициенты, а именно:

---

* Статья автора „Номограмма для определения коэффициента фильтрации грунтов" была опубликована в этом же журнале, т. XIII, № 2, стр. 51—58, однако, по техническим причинам, сама номограмма была пропущена. Для цельности изложения, в настоящей работе повторно дается описание номограммы.

1. Приведенный коэффициент фильтрации k_0, т. е. скорость просачивания воды через образец грунта при высоте слоя воды над ним, равным приведенной высоте слоя грунта, при температуре 10°С; этот коэффициент получается, положив в формуле $\varepsilon = 0$.

2. Полный коэффициент фильтрации k, т. е. скорость просачивания воды через образец грунта при высоте слоя воды над образцом, равным полной высоте слоя грунта, при той же температуре 10°С; этот коэффициент может быть определен для случая, когда грунт был испытан без предварительного уплотнения; тогда следует положить $\varepsilon = \varepsilon_0$.

3. Полный коэффициент фильтрации k_1, определенный для случая, когда грунт предварительно подвергся уплотнению; в этом случае следует принять $\varepsilon = \varepsilon_1$, где ε_1 — коэффициент пористости грунта после уплотнения.

Для графического определения коэффициента фильтрации служит прилагаемая номограмма. Она является номограммой из выравненных точек с параллельными шкалами для функции многих переменных и относится к типу цепных номограмм с центрированными, частично-слившимися, приведенными шкалами [3]. При составлении номограммы принято, что переменные могут изменяться в следующих пределах: площадь сечения трубки пьезометра f — от 0,9 до 1,5 *кв. см*; площадь сечения образца грунта F — от 28 до 48 *кв. см*. (что соответствует пределам от 6 до 7,5 *см*, между которыми может изменяться диаметр образцов грунта в различных приборах); высота образца грунта h колеблется между 0,9 и 2,0 *см*; коэффициент пористости грунта при испытании ε может изменяться между 0,5 и 1,6; так как номограмма должна служить также и для определения приведенного коэффициента фильтрации, то нижний предел коэффициента пористости ε принят равным нулю; начальный коэффициент пористости ε_0 колеблется между 0,5 и 1,6.

Температура воды T° может изменяться между 4°С и 30°С; соответственно, температурная поправка u колеблется между 0,618 и 1,20 [2]. Промежуток времени t между отсчетами по пьезометру может составлять от 1 минуты до 1 суток.

Отношение напоров воды в пьезометре в начале и в конце интервала времени H_1/H_2 изменяется между 1,6 и 2; шкала для результата — коэффициента фильтрации k должна охватывать все его значения между $2{,}7\times10^{-9}$ *см сек*$^{-1}$ до $2{,}4\times10^{-3}$ *см сек*$^{-1}$.

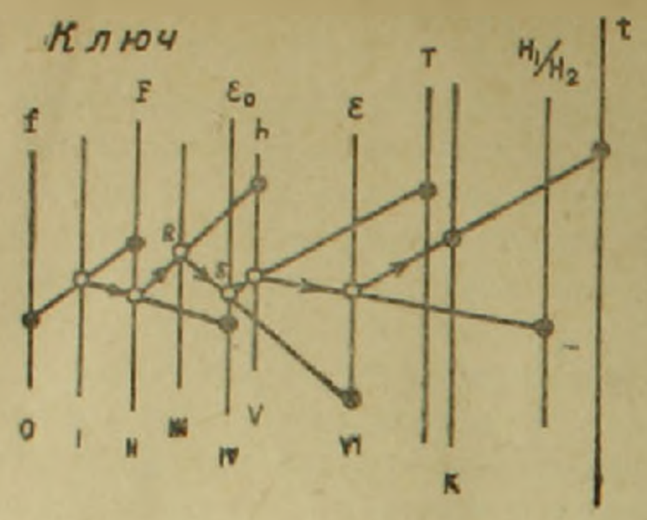
Номограмма состоит из следующих шкал: восьми градуированных шкал для переменных, характеризующих условия и данные опыта; эти шкалы помечены символами f, F, ε_0, h, ε, T, H и t, надписанными *над* шкалами; далее, одной градуированной шкалы для результата, т. е. для коэффициента фильтрации k, подписанной *под* шкалой, и наконец шести немых шкал, обозначенных римскими цифрами I до VI, подписанными *под* шкалами; немые шкалы служат для перехода от одной градуированной шкалы к другой. Некоторые из шкал, на-

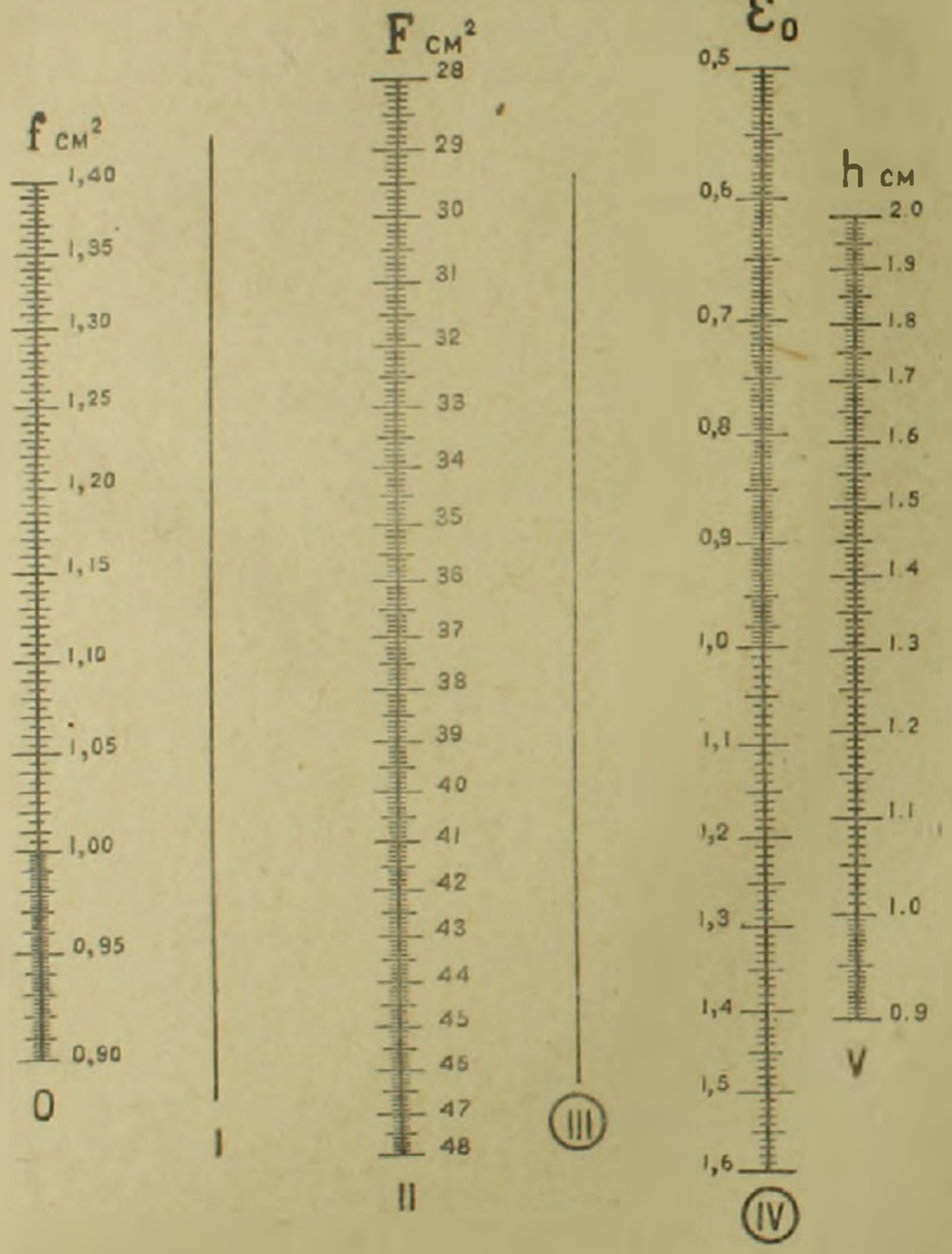
НОМОГРАММА

ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФИЦИЕНТА ФИЛЬТРАЦИИ ГРУНТОВ

$$K = 2{,}3 \frac{f}{F} h \frac{1+\varepsilon}{1+\varepsilon_0} \frac{u}{t} \lg \frac{H_1}{H_2}$$

Составил. Г.И. ТЕР-СТЕПАНЯН.





зываемые слившимися, используются дважды: как градуированные шкалы для данных опыта и как немые шкалы для промежуточных построений. Эти шкалы имеют два обозначения—сверху и внизу; таких шкал на номограмме четыре, а именно F и II; ε_0 и IV; h и V; ε и VI. Остальные две немые шкалы (I и III) самостоятельные. Всего на номограмме 11 шкал.

Порядок, в котором расположены шкалы на номограмме в точности отвечает тому порядку, в котором должны быть использованы эти шкалы при графическом решении задачи; однако, он отличается от того порядка, в котором написаны переменные в формуле коэффициента фильтрации (1). Это сделано умышленно и преследует следующую цель.

Обычно один и тот же образец грунта испытывается на фильтрацию под различными нагрузками; это в частности нередко применяется при комбинированных определениях компрессионных и фильтрационных свойств грунтов. В этом случае при каждой ступени нагрузки делается несколько отсчетов (от 4 до 6). что позволяет сделать от 3 до 5 повторных определений коэффициента фильтрации для данной ступени нагрузки.

Поэтому данные, используемые при обработке результатов опытов, могут быть подразделены на следующие три группы:

1. Данные, характеризующие размеры приборов (комфильметра и пьезометра) и начальные измерения образца грунта; сюда относятся: площадь сечения образца грунта F, площадь трубки пьезометра f, высота слоя грунта h и начальный коэффициент пористости грунта ε_0. Эти величины являются неизменными для всех опытов на фильтрацию с данным образцом грунта.

2. Данные, характеризующие состояние грунта во время испытания на фильтрацию — коэффициент пористости ε. Этот коэффициент различен для разных ступеней давления, но постоянен для всех опытов, приведенных при неизменной величине давления.

3. Данные, характеризующие различные этапы опыта для каждой ступени давления; сюда относятся: температура воды T°, отношение напоров H_1/H_2 и время t, в течение которого напор уменьшается от H_1 до H_2. Эти данные различны как для разных ступеней давления, так и для разных этапов испытания, приведенных при неизменной величине давления.

Поэтому, для большего удобства обработки результатов опыта, номограмма разделена на три части: в левой части размещены шкалы, относящиеся к первой серии данных опыта, в средней части—ко второй и в правой части — шкалы, относящиеся к третьей серии данных. При пользовании номограммой вначале проводятся разрешающие прямые в левой ее части и на соответствующей шкале III определяется маячная точка R, которая суммирует значения величин первой серии данных. Затем проводится разрешающая прямая в средней части номограммы и на соответствующей шкале IV определяется маячная

точка S_1, характеризующая суммарное действие первых двух серий опытных данных для первой ступени вертикального давления.

Тогда все действия сосредотачиваются в правой части номограммы. Маячная точка S_1 является исходным пунктом для вычисления коэффициента фильтрации для всех опытов, приведенных при первой ступени давления. После того как будут обработаны результаты этой серии данных опыта, от той же маячной точки R проводится разрешающая прямая к шкале коэффициента пористости ε, и на вспомогательной шкале IV определяется вторая маячная точка S_2, суммирующая действие первых двух серий опытных данных, уже для второй ступени вертикального давления. После того как будут обработаны опытные данные, относящиеся к этой ступени давления, можно перейти таким же образом и к следующим ступеням.

Для того, чтобы не сбиться при проведении разрешающих прямых, следует руководствоваться следующим правилом.

Разрешающие прямые проводятся каждый раз через следующие две точки: левая точка берется на вспомогательной шкале (обозначена римской цифрой *под* линией шкалы), правая точка берется на шкале опытных данных (обозначена буквой *над* линией шкалы), а новая точка отсекается на вспомогательной шкале (обозначена римской цифрой *под* линией шкалы). Исключение делается только для первой разрешающей прямой, которая проводится через две точки. отвечающие опытным данным. Итак, разрешающие прямые проводятся:

через f (вверху) и F (вверху), отсекается на I (внизу);
через I (внизу) и ε_0 (вверху). отсекается на II (внизу);
через II (внизу) и h (вверху), отсекается на III (внизу);
через III (внизу) и ε (вверху), отсекается на IV (внизу);
через IV (внизу) и T° (вверху), отсекается на V (внизу);
через V (внизу) и H_1/H_2 (вверху), отсекается на VI (внизу);
через VI (внизу) и t (вверху), отсекается на k (внизу).

Обозначение шкал III и IV взяты в кружки для того, чтобы показать. что маячные точки отсекаются на этих шкалах. На номограмме сбоку изображен ключ, показывающий ход решения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Тер-Степанян Г. И.* Комфильметр—прибор для компрессионных и фильтрационных испытаний грунтов. Изв. АН АрмССР, физ. мат. естеств. и техн. н., 9 (4): 3—11, 1956.
2. *Тер-Степанян Г. И.* К вопросу о фильтрационных испытаниях глинистых грунтов. Доклады АН АрмССР, 20 (5): 185—192, 1955.
3. *Тер-Степанян Г. И.* Об одном общем свойстве номограмм с параллельными шкалами для функции многих переменных. Доклады АН АрмССР, 12 (1) 3—8, 1950.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Э. А. ХАЧАТУРЯН, А. А. КОДЖОЯН

ОБ ОБНАРУЖЕНИИ РЕНЬЕРИТА НА ОДНОМ ИЗ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

В 1959 г. нами проводились полевые геологические исследования на одном из полиметаллических месторождений, с целью изучения минералогии и геохимии руд. В результате проведенных работ и камеральной обработки материалов, в частности детального микроскопического исследования руд, на месторождении установлен германиевый минерал—реньерит.

Исследуемый минерал первоначально был описан в литературе как оранж-борнит. Так он был назван из-за своего оранжевого оттенка в отличие от борнита. На территории СССР впервые он был обнаружен на Среднем Урале [3].

В 1948 г. И. Ф. Ваес [15] тщательно изучил оранж-борнит, найденный им в сульфидных рудах месторождения Принц Леопольд в Конго и заключил, что он содержит примерно 41,63% меди, 13,73% железа и 7,75% германия. Кроме этих элементов, в минерале было установлено присутствие цинка, мышьяка и серы. От германита он отличался большим содержанием железа и меньшим—германия. Отмечая отличие этого минерала от борнита и германита по химическому составу и физическим свойствам, автор предложил для него новое название реньерит, в честь А. Реньера—директора геологической службы Бельгии.

Интересно отметить, что позднее был обнаружен неизвестный минерал, который под микроскопом в отраженном свете, обладал почти теми же оптическими и физическими свойствами, что и оранж-борнит, но не содержал в себе германий. По-видимому, именно для такого оранж-борнита Г. Э. Мервин и Р. Г. Ломбард [8] на основе диаграммы состав-парагенезис в системе Cu—Fe—S вывели формулу Cu_5FeS_6.

Итак, исходя из имеющихся опубликованных данных, можно предполагать наличие двух минералов: германиеносного реньерита и негерманиеносного оранж-борнита. Вопрос об идентичности или отличии оранж-борнита и реньерита окончательно будет решен только после всестороннего исследования этих минералов в более богатых пробах.

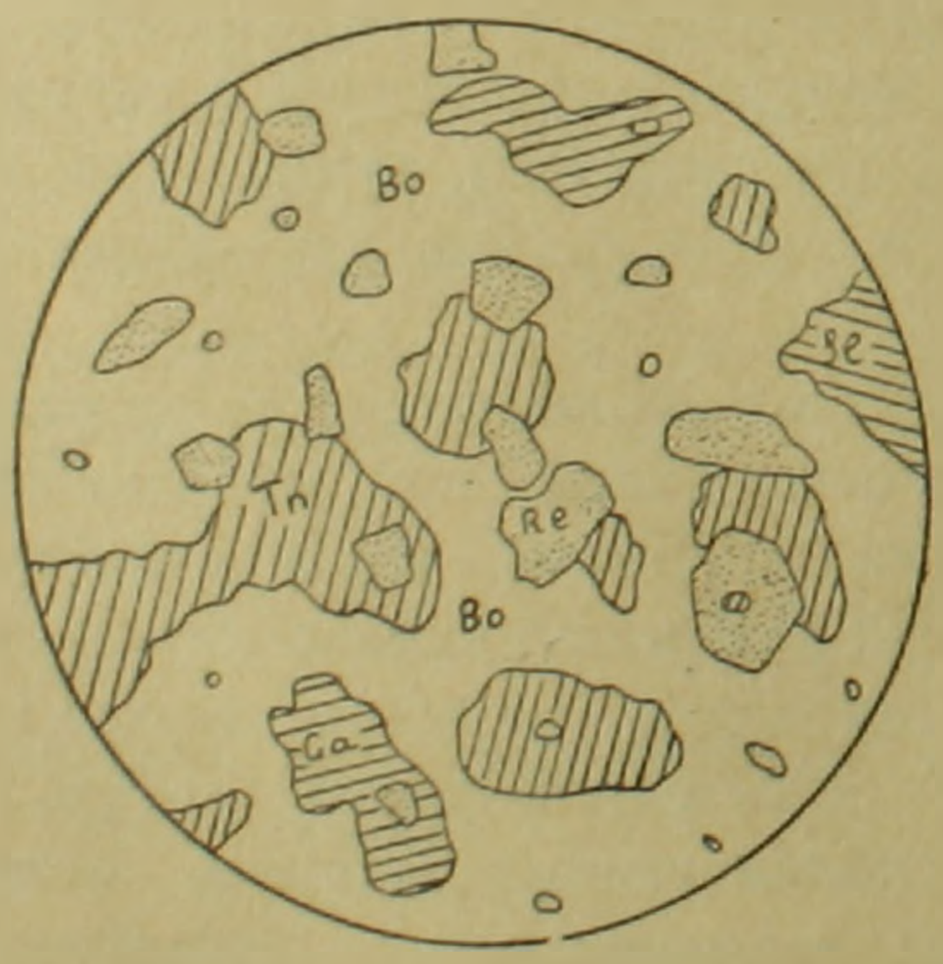
Геологическое строение изученного нами месторождения характеризуется широким развитием вулканогеных пород. Рудовме-

щающими породами месторождения являются кварцевые порфиры. Оруденение представлено линзами и гнездами полиметаллической руды и барита, приуроченными к контакту кварцевых порфиров и перекрывающих их покровных порфиритов.

Верхняя граница рудных тел выражена весьма четко. Она имеет извилистую форму и повторяет контакт между указанными породами. Нижняя—выражена нечетко, обладает неровным очертанием и проходя внутри рудовмещающих кварцевых порфиров, постепенно переходит в руды с некондиционным содержанием металлов. Обычно после такой смены богатой вкрапленной зоны, зоной бедных вкрапленных руд, последняя продолжается на незначительное расстояние и через несколько метров переходит в кварцевые порфиры, со слабой минерализацией.

На месторождении реньерит первоначально был обнаружен на верхнем, а затем и на нижнем горизонтах в пределах одной из линз, имеющей размеры по падению 350—500 *м*, по простиранию 80—100 *м* и по мощности 8—12 *м*. Указанный минерал находится в тесной ассоциации с гипогенным борнитом, который образует на месторождении гнезда и прожилки мощностью от 0,2 до 8 *см* среди халькопиритово-сфалеритовых руд. Содержание германия от 0,0001 до 0,001% наблюдается почти во всех пробах свинцово-цинковых руд, взятых с разных участков линзы. Но здесь германий присутствует в виде изоморфной примеси и, по-видимому, самостоятельных минералов не образует.

Детальные микроскопические исследования полированных шлифов, позволили выяснить, что выделения германия, в виде отдельных минералов, генетически тесно связаны с борнитовой рудой. Гипогенный борнит как бы обуславливает возможность появления германиеносного минерала.



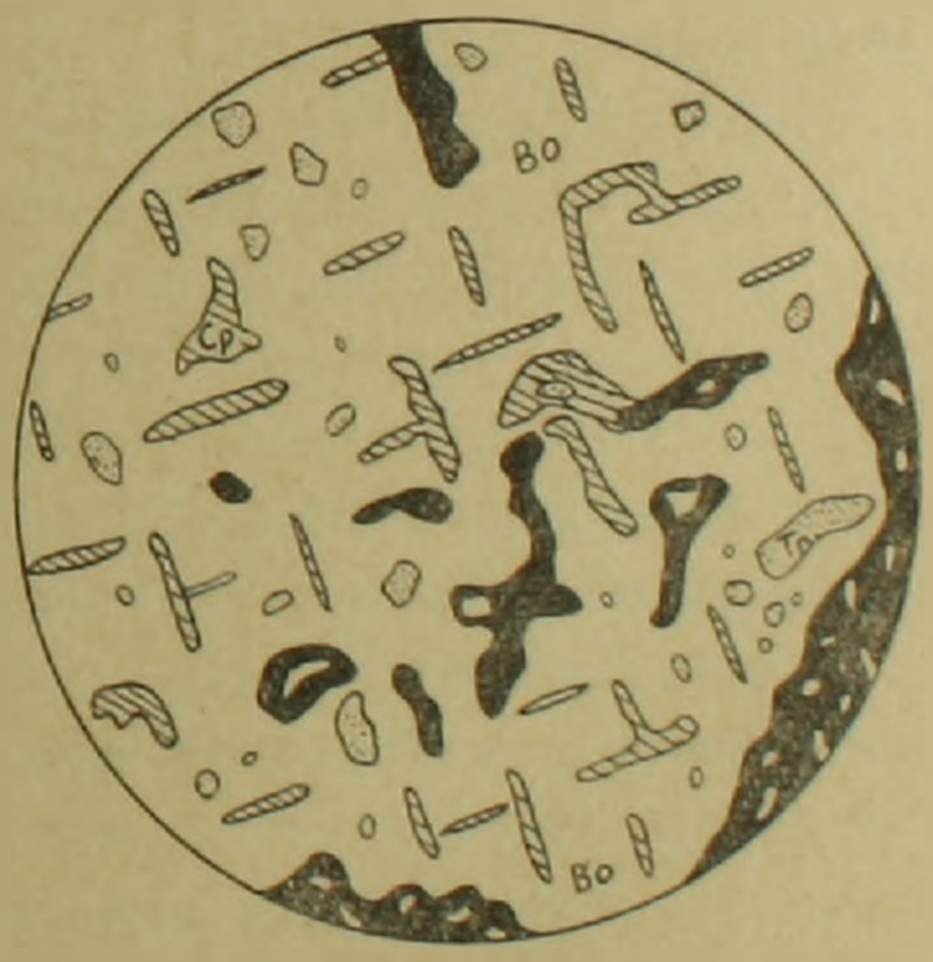
Фиг. 1. Выделения реньерита (Re) в полях борнита (Bo) в тесной ассоциации с теннантитом (Tn), галенитом (Ga) и сфалеритом (Sl). Увел. 353 ×.

Реньерит $(Cu, Fe)_3$ (Fe, Ge, Zn, Sn) $(S, As)_4$* встречается в виде отдельных мелких выделений, но в большом количестве. Форма зерен в основном округлая, иногда овальная и неправильная (фиг. 1). Величина выделений колеблется в пределах 0,014—0,048 *мм*, а иногда наблюдаются и более крупные зерна, размером до 0,090 *мм*. Минерал приурочен, главным образом, к полям борнита, частично теннантита, редко галенита и в виде ис-

* Формула реньерита приводится по данным Чарлз В. Склар и Бруно Г. Геер.

ключения отмечается в сфалерите и гипогенном халькозине. Минерал характеризуется оранжевым цветом. В свежеотполированных шлифах напоминает борнит и по цвету часто мало отличается от него. Но в отличие от борнита реньерит не окисляется на воздухе и благодаря своему более светлому оттенку довольно четко выделяется на фоне окисленного борнита. В желтом свете отражательная способность выше чем у теннантита, но намного ниже, чем у халькопирита. порядка 31—32%. В воздухе двуотражение не заметно, в масле очень слабое. При скрещенных николях анизотропность отдельных зерен минерала слабая, однако при срастании нескольких, различно ориентированных зерен, анизотропность заметная. В масле анизотропность отчетливая. Цветной эффект отсутствует. Внутренние рефлексы не заметны даже при наблюдении с иммерсией. Минерал обладает средней твердостью, по прочерчиванию мягкий. Полируется хорошо. Относительный рельеф выше чем у борнита, но ниже чем у теннантита. Обладает магнитными свойствами. Иногда в минерале наблюдаются мелкие округлые включения теннантита величиной до 0,0058 *мм*. Редко в тесном срастании с реньеритом встречаются мельчайшие удлиненные зерна халькопирита. При травлении борнита стандартными реактивами, мелкие включения реньерита остаются без изменения.

Благодаря детальному изучению полированных шлифов, на месторождении в борнитовых рудах было установлено наличие двух разновидностей борнита. Одна разновидность борнита коричневато-розового цвета, составляет до 85% от общей массы минералов и не содержит в себе гарманиевый минерал. В этом борните нередко наблюдается структура замещения борнита халькопиритом по определенным закономерным направлениям, совпадающим с кристаллографической структурой минерала (фиг. 2). Другая разновидность борнита коричневато-розового цвета с оранжевым оттенком. По окраске он приближается к реньериту и составляет только 20—25% борнитовой руды. По-видимому, окраска у этих борнитов частично обусловлена большой изоморфной примесью германия. Именно только в этих борнитах встречаются выделения германиевого минерала. Интересно отметить, что борниты второго типа в отличии от первых почти не окисляются на воздухе.



Фиг. 2. Структура замещения борнита (Bo) халькопиритом (Cp). Увел. 100×.

Кроме указанных минералов в борнитовых рудах в убывающем

порядке встречаются теннантит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, гипогенный халькозин, ковеллин, самородное золото, станнин, а из нерудных—барит.

Вышеописанные борниты и борнитовые руды были подвергнуты спектральному анализу в спектральной лаборатории Института геологических наук АН АрмССР (аналитики Г. М. Мкртчян и М. Я. Мартиросян). Ниже приводятся результаты спектральных анализов в процентах: (см. табл. 1). Как видно из таблицы, в пробе № 44 (борнит коричевато-розового цвета, не содержащий реньерит), спектральным анализом германий не установлен, а в пробе № 58 в (борнит коричневато-розового цвета с оранжевым оттенком, содержащий включения реньерита) устанавливается повышенное содержание германия.

Химический анализ борнитовой руды (проба № 58) с небольшим содержанием теннантита, сфалерита, галенита и реньерита, проведенный в химической лаборатории редких элементов ИГН аналитиком С. А. Дехтрикян, показал содержание 0,025% германия. О высокой изоморфной примеси германия в полиметаллических рудах говорят следующие химические данные:

Проба № 59—цинковый концентрат—Ge 0,001%.

Проба № 60—свинцовый концентрат—Ge 0,0006%.

В настоящее время, вследствие микроскопических величин выделений реньерита, проведение рентгеноструктурного анализа минерала невозможно.

Судя по тому, что реньерит образует изолированные идиоморфные зерна в полях борнита, можно сказать, что время выделения реньерита из раствора было близким ко времени отложения борнита.

Интересно отметить, что реньерит, обнаруженный в борнитовых рудах полиметаллического месторождения в Армении, встречается в той же минералогической ассоциации, что и в рудах крупнейшего „поставщика" германия южноафриканского месторождения Тсумеб.

Исходя из результатов собственных наблюдений и на основе накопившегося фактического материала, как у нас [1, 4, 5, 6, 7] так и за рубежом [11, 14], можно высказать мнение об определенной приуроченности германиевых минералов, в частности, германита и реньерита к теннантито-борнитовым рудам. Эта приуроченность вышеназванных минералов может иметь исключительно важный практический интерес с точки зрения поисков и разведки теннантито-борнитовых руд, как источника сырья на германий.

Авторам статьи хотелось бы высказать пожелание о необходимости детального пересмотра борнитовых руд других месторождений, заключающих в себе оранж-борнит, в связи с тем, что во многих случаях они могут оказаться германиевым минералом—реньеритом.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 2.IV.1960.

Таблица 1

Результаты спектрального анализа борнита и борнитовых руд

№№ п.п.	№№ проб.	Характеристика проб	В пробах присутствуют					В пробах отсутствуют
			10^{-4}—10^{-3}	10^{-3}—10^{-2}	10^{-2}—10^{-1}	10^{-1}—1	1—10	
1	16	Борнитовая руда	V, Ga, Hg	Cr, Mo, Zr, Ge, Na, Au	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Sb	Si, Ag, As, Cd	Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba	Ni, Co, W, Hf, Nb, Ta, Bi, Te, Sn, In, Yt, La, K, Li, Be, Pt
2	23	Борнитовая руда	In	V, Zr, Ge, Ga	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, Mo, Sb,Cd, Au	Si, Ag As	Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba	Ni, Co, W, Hf, Nb, Ta, Bi, Te, Sn, Yt, La, P, Be, Pt, Hg
3	38	Борнит	V, Mo	Cr, Bi, Na, Hg	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Ge, Sr	Si, Ag, Sb, As, Cd	Fe, Cu, Pb, Zn, Ba	Ni, Co, W, Hf, Nb, Te, Sn, In, Yt, La, K, Li, P, Au, Be, Pt
4	44	Борнит		Ni, Tl, Mo, Na	Si, Al, My, Ca, Mn, Cr, Sb, Cd	Pb, Ag, As, Zn	Fe, Cu, Ba	W, Hf, Nb, Te, Bi, Te, Sn, Ge, Ga, In, Yt, La, K, Li, P, Au, Be, Pt, Hg
5	58а	Борнит		Ni, V, Bi, Te, Ga, In, Hg	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, Mo, Ge,	Si, Ag, Sb, Gd, Sr	Fe, Cu, Pb, As, Zn, Ba	W, Ht, Nb, Ta, Sn, Yt, La, P, Au, Be, Pt
6	586	Борнит		Ni, V, Bi, Ga, In, Hg	Al, Mg, Ca, Mn, Ti,Cr, Mo, Ge, Sr	Si, Ag, Sb, Cd	Fe, Cu, Pb, As, Zn, Ba	W, Hf, Nb, Ta, Te, Sn, Yt, La, P, Au, Be, Pt
7	58в	Борнит		Ni, Ti, V, Mo, Ga, Na, Au, Hy	Mg, Mn, Cr, Sb	Si, Al, Ca, Ag, Cd, Ge, Sr	Fe, Cu, Pb, As, Zn, Ba	W, Hf, Nb, Ta, Bi, Te, Sn, Yt, K, Li, Be, Pt
8	72	Борнитовая руда	Hg	V, Zr, Ge, Ga, In, Au	Al, Mn, Ca, Mn, Ti, Cr, Mo, Sb	Si, Ag, As, Cd	Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba	Ni, Co, W, Hf, Nb, Ta, Bi, Te, Sn,, Yt, La, P, Be, Pt
9	102	Борнит	Hg	Ni, V, Na	Al, Mg, Ca, Mn, Ti, Cr, Mo, Te, Ge, Sr	Si, Ag, Sb, As, Cd	Fe, Cu, Pb, Zn, Ba	W, Hf, Nb, Ta, Bi, Sn, Ga, In, Yt, La, K, Li, P, Au, Be, Pt

Է. Ա. ԽԱՉԱՏՐՅԱՆ, Ա. Հ. ԿՈՋՈՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԲԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ՄԵԿՈՒՄ ՌԵՆՅԵՐԻՏԻ ՀԱՅՏՆԱԲԵՐՄԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Բազմամետաղային հանքավայրերից մեկում 1959 թ. կատարած մինեբալոգիական ու գեոքիմիական հետազոտությունների և կուտակված նյութի միկրոսկոպիկ մանրագնին ուսումնասիրությունների հիման վրա մեզ հաջողվեց հանքանյութերում հայտնաբերել գերմանիումի միներալ՝ ռենյերիտը:

Հանքավայրի երկրաբանական կառուցվածքի համար բնորոշ է հրաբխածին ապարների լայն տարածում: Հանք պարունակող ապարներ են հանդիսանում կվարցային պորֆիրները: Հանքայնացումը ներկայացված է բազմամետաղային և բարիտի ոսպնյակներով և բներով, որոնք հարում են կվարցային պորֆիրների ու պորֆիրիտների կոնտակտին:

Ռենյերիտ միներալը հաջողվեց հայտնաբերել հանքավայրի վերին հորիզոնում, ոսպնյակներից մեկի հանքանյութերում: Այստեղ նկարագրվող միներալը սերտորեն կապված է հիպոգեն բոռնիտի հետ, որը հանդես է գալիս բների և երակիկների ձևով խալկոպիրիտ-սֆալերիտային հանքանյութերում: Մանրագնին ուսումնասիրությունները թույլ տվեցին պարզել, որ գերմանիումի անջատումներն առանձին միներալների ձևով գենետիկորեն կապված են բոռնիտային հանքանյութերի հետ: Հիպոգեն բոռնիտը պարմանավորում է գերմանիում պարունակող միներալի առկայությունը:

Ռենյերիտը հանքանյութերում հանդես է գալիս հիմնականում բոռնիտի, մասնավորապես տեննանտիտի և հազվադեպ գալենիտի, սֆալերիտի ու հիպոգեն խալկոզինի դաշտերում բազմաթիվ մանր անջատումների ձևով:

Գերմանիումի առկայությունը բոռնիտային հանքանյութերում հաստատվում է նաև սպեկտրալ և քիմիական տվյալներով: Ռենյերիտ, տեննանտիտ, գալենիտ, սֆալերիտ պարունակող բոռնիտային հանքանյութերում ըստ քիմիական անալիզի տվյալների գերմանիումի պարունակությունը կազմում է 0,025%: Բազմամետաղային հանքանյութերում այդ պարունակությունը համեմատաբար ավելի ցածր է և ցինկի կոնցենտրատում կազմում է 0,001% իսկ կապարի կոնցենտրատում՝ 0,0006%:

Գրականության մեջ հայտնի և մեր կուտակած բազմաթիվ փաստացի տվյալների հիման վրա կարելի է եզրակացնել, որ գերմանումի միներալները, մասնավորապես գերմանիտը և ռենյերիտը հարում են տեննանտիտ-բոռնիտային հանքանյութերին: Այդ օրինաչափությունը ունի կարևոր գործնական նշանակություն գերմանիումի ստացման հումք հանդիսացող անտեննանտիտ-բոռնիտային հանքանյութերի ուսումնասիրության համար:

Այս դրույթից բխելով, անհրաժեշտ է վերանայել մի շարք հանքավայրերի բոռնիտային հանքանյութերը, որոնք պարունակում են օրանժ-բոռնիտ միներալը: Հավանական է, որ այդ օրանժ-բոռնիտը կարող է լինել գերմանիումի միներալ՝ ռենյերիտ:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амирасланов А. А.* Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала. ОНТИ, 1937.
2. *Григорьев Д. П.* Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. Зап. ВМО., ч. 77, вып. 1. 1948.
3. *Захаров Е. Е.* и *Юшко С. А.* Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. М.—Л. Изд-во АН СССР. 1936.
4. *Карамян К. А.* Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
5. *Смирнов Ф. Л.* Редкие минералы в борнитовых рудах медно-колчеданного месторождения на Северном Кавказе. Труды минер. музея А Н СССР, вып. 10, 1959.
6. *Смирнов Ф. Л.* и *Яковлев Л. И.* О германите в рудах одного из колчеданных месторождений Центрального Казахстана. Труды минер. музея АН СССР, вып. 10, 1959.
7. *Хачатурян Э. А.* О минералогическом составе руд Кафанского медного месторожоения. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук. том XI. № 6, 1958.
8. *Merwin H. E., Lombard R. H.* The system Cu-Fe-S.—Econ. Geol. Suppl. V.XXXII. № 2. 1937.
9. *Murdoch J.* Microscopical determination of the opaque minerals. 1916.
10. *Murdoch J.* X-ray investigation of Colusite, Germanite and Renierite.—Amer. Miner. v. 38 N 9—10. 1953.
11. *Ramdohr P.* Die Erzmineralien und ihre Verwacgsungen. —Berlin. 1955.
12. *Schneiderhöhn H.* Zur Erforschungsgesch der Erze der Tsumeb Mine und der Geologischen Verhältnisseg des Otaviberglands, Südwestabrika.—Neues Jahrb. Miner. Monatsh № 6, 1958.
13. *Schneiderhöhn H., Ramdohr P.* Lehrbuch der Erzmikroskopie, II. 1931.
14. *Sclar Ch. B.* and *Geler B. H.* The paragenetic relationships of germanite and renierite from Tsumeb South West Africa.—Econ. Geol. vol. 52, № 6, 1957.
15. *Vaes I. F.* La renierite (anciennement appelle „bornite orange"), un sulfure germanifere provenant de la mine Prince-Leopold, Kipuski (Congo Belge).—Bull Soc. Geol. Belg. v. 72, 1948.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

О НАХОДКЕ ШПИНЕЛИ В ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ СВАРАНЦСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В настоящей статье приводятся первые данные о находке шпинели в титаномагнетитовых рудах месторождения Сваранц, находящегося в юго-восточной части Армянской ССР, на северо-восточном склоне *г.* Арамазд.

Титаномагнетитовое оруденение, связанное пространственно и генетически с основными и ультраосновными породами первой фазы Арамаздского гранодиоритового интрузивного массива имеет позднемагматическое (гистеромагматическое) происхождение [3].

Микроскопическое изучение полированных шлифов титаномагнетитовых руд позволило установить чрезвычайно интересные срастания магнетита с ильменитом и неизвестным минералом. Последний входит в состав титаномагнетита, образуя в магнетите решетчатую, пластинчатую, эмульсиовидную и др. структуры распада твердого раствора. При изучении титаномагнетитовых руд месторождения были установлены цепочковидные, изометрические, прямоугольные и шестиугольные (часто с закругленными углами) формы выделения этого минерала, определенного нами как шпинель.

Под микроскопом диагностические признаки следующие:

Отражательная способность (R) 7—8%, т. е. значительно выше, чем у обычных жильных минералов. *Цвет:* коричневато-бурый, темно-серый с слабо коричневым оттенком, в иммерсии почти черный. *Оптически* изотропен. *Твердость* очень высокая, порядка 7—8. *Черта*—белая до полупрозрачной. *Магнитность*—слабая. *Стандартные* реактивы не действуют. *Показатель преломления* (N) не определен, в виду очень малых размеров выделений. В проходящем свете непрозрачен.

Химический анализ (табл. 1) отобранного титаномагнетита с включениями шпинели показал следующие результаты:

Таблица 1

Компоненты / Номер пробы	FeO	Fe_2O_3	TiO_2	MgO	Al_2O_3	V_2O_5	SiO_2	CaO	Сумма
250	32,06	51,64	7,22	2.85	3.07	0,62	1.01	0,93	99.40

Исходя из диагностических признаков и парагенетических особенностей определяемого минерала, а также химического состава титаномагнетита (в котором количество Al_2O_3 достигает 3,07%), и наконец, учитывая генетическую связь с ультраосновными и основными породами, минерал можно отнести к магний-железосодержащему типу шпинели—плеонасту $(Mg, Fe)\,O \cdot Al_2O_3$.

Для выяснения геологических условий образования шпинели, необходимо вкратце остановиться на минералогическом составе титаномагнетитовых руд, взаимоотношениях магнетита, ильменита и шпинели, а также на некоторых их структурных особенностях.

В минералогическом составе титаномагнетитовых руд принимают участие магнетит, ильменит и шпинель.

Магнетит является главным рудообразующим минералом и пользуется наиболее широким распространением в месторождении.

Ильменит представлен как неправильными выделениями, располагающимися между зернами магнетита, так и пластинками внутри магнетита вдоль его кристаллографических направлений.

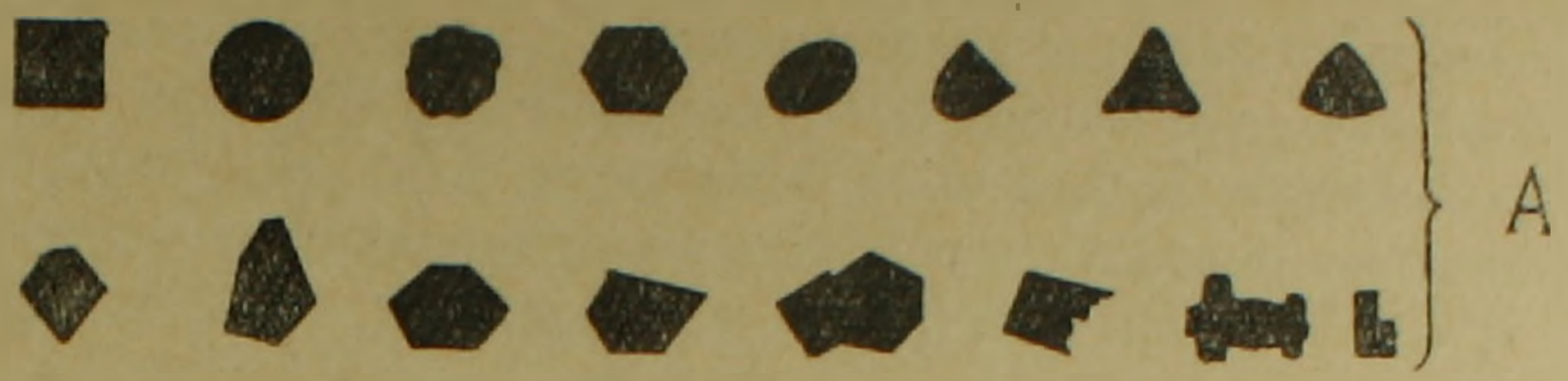
Шпинель. Характерными особенностями титаномагнетитовых руд Сваранца являются широкое развитие шпинели и тесное срастание ее с титаномагнетитом в самых разнообразных микроструктурных взаимоотношениях. Парагенезис и структуры распада твердых растворов магнетита, ильменита и шпинели свидетельствуют об общности геологических условий их образования.

При этом в зернах магнетита и титаномагнетита наблюдаются различные формы выделений шпинели (фиг. 1), которые можно подразделить на две группы: а) изометрические, б) удлиненные.

Большинство форм пластинчатых и часть изометрических выделений шпинели располагается вдоль кристаллографических направлений магнетита. Как известно, тонкие пластинки ильменита в основном располагаются параллельно октаэдрическим граням магнетита [4, 6], а пластинчатые или дисковидные выделения—параллельно граням куба [1, 2].

Внутри зерен магнетита изометрические и призматические формы проявляются как отдельно, так и совместно. В полированных шлифах (фиг. 2) различной ориентировкой зерен магнетита обусловлено то или иное расположение выделений шпинели. Размеры выделений шпинели колеблются в пределах от тысячных до сотых долей миллиметра.

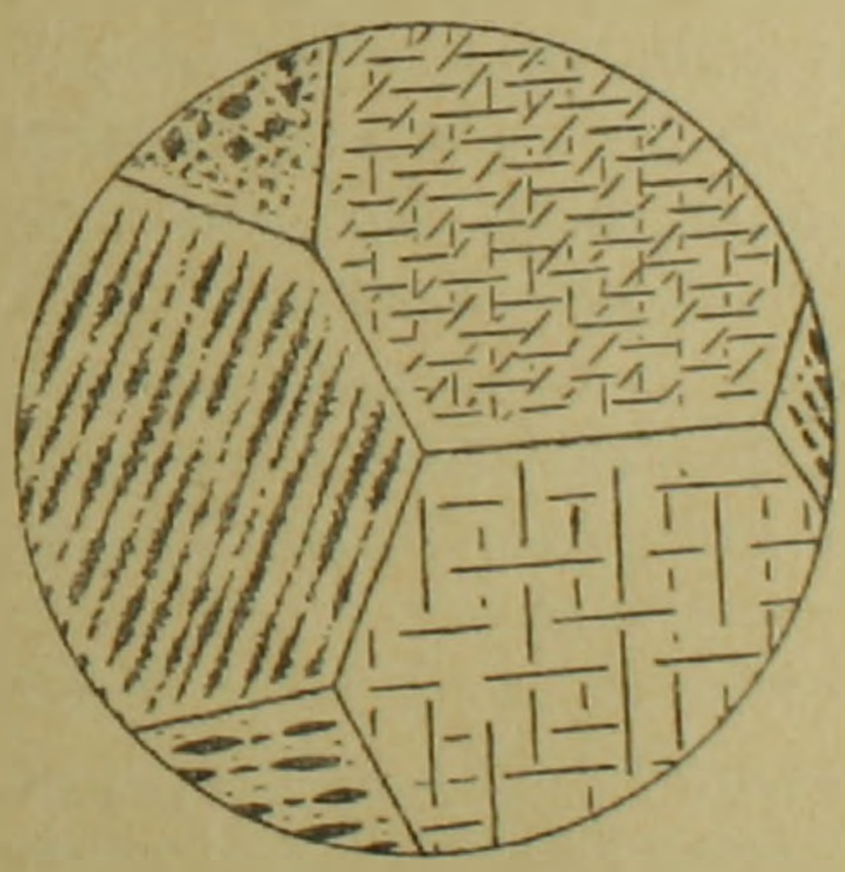
Одним из главных факторов образования мелких включений шпинели, как нам кажется, является низкое содержание Al_2O_3, а также в дальнейшем смена постоянного и медленного понижения температуры твердого раствора на резкое, что обусловило образование неполных и несовершенных структур распада твердых растворов шпинели в магнетите и титаномагнетите (фиг. 2).



Фиг. 1. Формы выделения шпинели в магнетите и титаномагнетите. А — изометрические, увелич. × 20; В — удлиненные, увелич. × 70.

Экспериментальным путем [6] показано, что гомогенный раствор шпинели с магнетитом образуется при температуре 1000°С, а распада шпинели с магнетитом происходит при 800°С.

Известно, что несмотря на небольшие содержания, шпинель широко распространена в титаномагнетитовых рудах ряда месторождений: г. Качкар на Северном Урале, Карибу-Хилл, Айрон-Маунтен, Айрон Майн Хилл, Род-Айленд, Септ-Илес в США, а также на многих месторождениях Швеции и Норвегии [5].



Фиг. 2. Структуры распада твердых растворов шпинели в магнетите. Полир. шлиф Увелич. × 50.

Шпинель в этих месторождениях связана с основными-ультраосновными породами и находится в парагенетической ассоциации: магнетит—ильменит—шпинель.

Содержание шпинели в рудных выделениях достигает 6—10%. Содержание шпинели в титаномагнетитовых рудах Сваранцского месторождения составляет около 4%.

Образование шпинели в титаномагнетитовых рудах Сваранцского месторождения следует генетически связать с основными и ультраосновными породами Арамаздского интрузива.

Химические анализы рудовмещающих пород и рудных выделений показывают, что магма была богата FeO, MgO, но достаточно бедна кремнеземом и щелочами, вследствие чего реакция Al_2O_3 с вышеупомянутыми окислами обусловила появление промежуточного окисла типа $R''O \cdot R'''_2O_3$ или $R''R'''_2O_4$, т. е. соединений типа шпинели.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 20.11.1960.

Գ. Բ. ՄԵԺԼՈՒՄՅԱՆ

ՍԵՎԱՐԱՆՅԻ ՏԻՏԱՆՈՄԱԳՆԵՏԻՏԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հոդվածում բերվում են համառոտ տեղեկություններ շպինելի հայտնաբերման և առաջացման պայմանների վերաբերյալ։

Տիտանոմագնետիտային հանքանյութերի միկրոսկոպիական ուսումնասիրության ժամանակ հնարավոր եղավ մագնետիտի հատիկներում որոշել շպինելի և իլմենիտի չափազանց հետաքրքիր հարաճումներ։ Շպինելն ու իլմենիտը մագնետիտի հատիկներում առաջացնում են թիթեղաձև, ցանցաձև, էմուլսիանման, պինդ լուծույթների տրոհման ստրուկտուրաներ։ Բացի դրանից մագնետիտի և տիտանոմագնետիտի հատիկներում ներփակումների ձևով լայն տարածում ունեն շղթայաձև իզոմետրիկ, եռանկյունի, ուղղանկյունի, վեցանկյունի, հաճախ կլորացած անկյուններով, և մի շարք այլ տեսակի շպինելի անջատումներ (գծ. 1).

Որոշված շպինելի օպտիկական հատկանիշները, պարագենետիկ առոցիացիան, շպինել ներփակող մագնետիտներում Al_2O_3 պարունակությունը մինչև 3,0%, ինչպես նաև տարածական ու գենետիկ կապը հիմքային և ուլտրահիմքային ապարների հետ թույլ են տալիս նրան համարել շպինելի երկաթ-մագնեզիումով հարուստ տարբերակը՝ պլեոնաստը $(Fe, Mg)O \cdot Al_2O_3$։

Հանքային միներալների և նրանց ներփակող ապարների քիմիական անալիզների արդյունքներից պարզվում է, որ հիմքային մագման բավական հարուստ է եղել FeO և MgO, որոնք ռեակցիայի մեջ մտնելով մագմայում եղած Al_2O_3 հետ, պայմանավորել են շպինելի առաջացումը։

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кашин С. А.* Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. Ин-та геологич. наук АН СССР. вып. 91, 1948.
2. *Малышев И. И., Пантелеев Г. П., Пэк. В. А.* Титаномагнетитовые месторождения Урала. Уральск. фил. АН СССР, сер. уральская, 1934.
3. *Межлумян Г. Б.* О генезисе Сваранцского железорудного месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол.-географ., № 1, 1960.
4. *Римская-Корсакова О. М.* К вопросу о закономерных срастаниях шпинели с магнетитом. Зап. Всес. Мин. общ-ва, № 3, 1950.
5. *Унковская В. А.* Иностранные месторождения титансолержащих железных руд. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Изд-во АН СССР, серия уральская вып. 2, М—Л., 1936.
6. *Ramdohr P.* Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen. über das system $FeO—Fe_2O_3—SiO_2$. Neues Jahrb. f. Min. Beil., Bd. 54, 1926.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրաբ. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Г. М. ВАНЦЯН

ОПЫТ МЕТАЛЛОМЕТРИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ АЛЛЮВИЯ В УСЛОВИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

В последние годы в некоторых рудных районах Армянской ССР наряду с металлометрической съемкой по элювиально-делювиальным отложениям, применялось также металлометрическое опробование аллювия. При этом исследовались донные отложения речной системы, представленные илисто-глинистой фракцией и обладающие высокой сорбционной способностью [2]. Методика работ заключалось в отборе проб указанных отложений (вес пробы порядка 50 *г*) при шаге 50—100 *м*, которые после просушки и просеивания через 0,25 *мм* сито подвергались полуколичественному спектральному анализу на искомые элементы.

Приведем данные по сравнительной характеристике металлометрической съемки по элювиально-делювиальным отложениям и аллювию по двум участкам*.

Первый участок расположен в условиях высокогорного рельефа, с абсолютными отметками до 3000 *м*, при относительных превышениях 400—500 *м*. Разветвленная гидрографическая сеть отмечается крутым падением русел и быстрым течением рек. В геологическом строении принимают участие туфы и туфобрекчии порфиритов, метаморфические сланцы, известняки и гранодиориты.

Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками халькопирита и пирита в туфах и туфобрекчиях порфиритов**.

Металлометрическая съемка по элювиально-делювиальным отложениям, проводившаяся по сети 250×50 *м*, привела к обнаружению ореолов меди с содержанием 0,01—0,03% (фиг. 1). В пределах вытянутого в широтном направлении ореола и было зафиксировано отмеченное выше оруденение.

На схематической карте приведены также потоки рассеяния меди, которые по своему пространственному положению тяготеют к ореолам. Исключение составляет участок по второму правому притоку, где отмечается повышенное содержание меди по донным осадкам, в

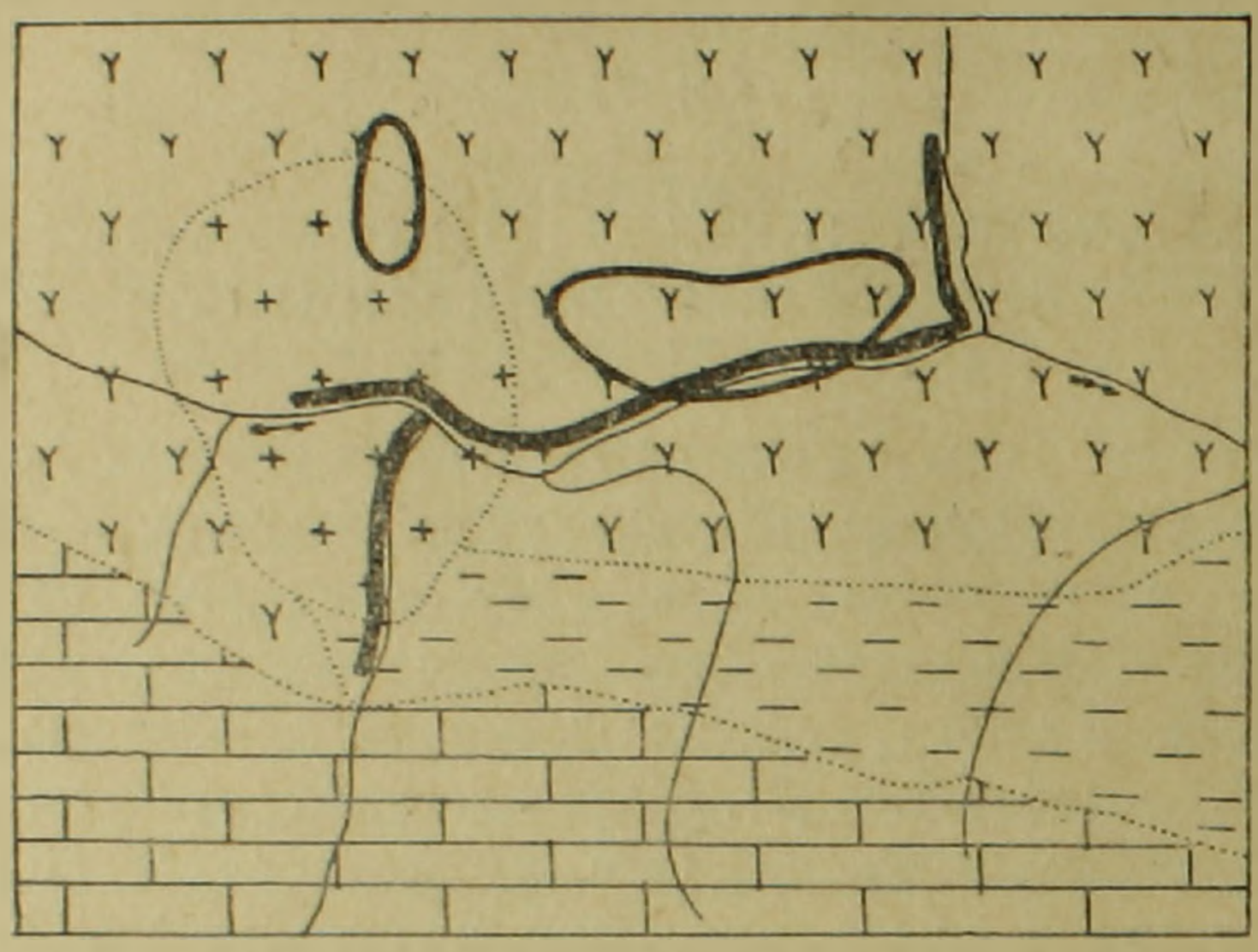
---

* Данные приводятся по результатам работ Армянской геофизической экспедиции.

** Оруденение обнаружено по данным металлометрической съемки.

то время как по стандартной металлометрической съемке ореол здесь не отмечен. Возможно, что в этой части расположено новое оруденение.

Второй участок также характеризуется горным рельефом с абсолютными отметками, доходящими до 2000 *м*, при относительных пре-



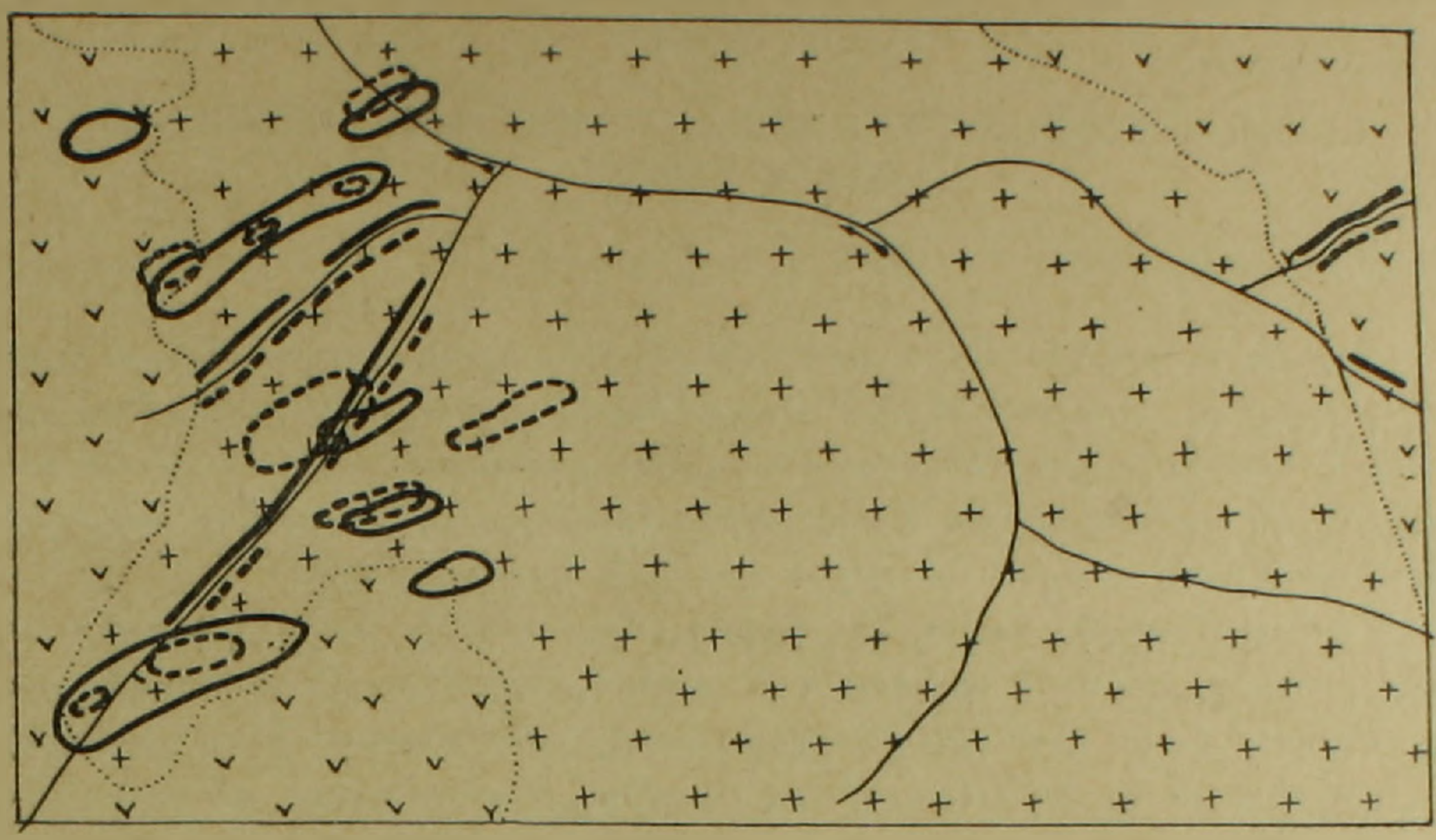
Фиг. 1. Схема расположения ореолов и потоков рассеяния меди в районе медного месторождения. 1—гранодиориты; 2—туфы и туфобрекчии; 3—метаморфические сланцы; 4—известняки; 5—ореолы рассеяния меди в элювии-делювии (0,01—0,03%); 6—потоки рассеяния меди (0,003—0,01%).

вышениях элементов рельефа до 800 *м*. Район отличается хорошо развитой гидрографической сетью. В геологическом строении принимают участие порфириты и гранодиориты, в контактовой части которых наблюдается медное и медно-молибденовое оруденение.

На рассматриваемой площади проводилась металлометрическая съемка по элювию-делювию, по сети 200 × 50 *м* и съемка по аллювию согласно вышеописанной методике (фиг. 2).

В западной части площади расположены ореолы меди и молибдена в элювии с содержаниями 0,03—0,1% и 0,001—0,003%, соответственно. Здесь же зафиксированы и потоки рассеяния меди и молибдена с содержаниями 0,03—0,3% и 0,001—0,01%. Эти ореолы и потоки рассеяния территориально приурочены к известному медно-молибденовому месторождению.

Обращают на себя внимание потоки рассеяния в восточной части площади, характеризующиеся таким же порядком содержаний меди и молибдена, как и на известном месторождении. Последующим



Фиг. 2. Схема расположения ореолов и потоков рассеяния меди и молибдена в районе медно-молибденового месторождения. 1—порфириты; 2—гранодиориты; 3—ореолы рассеяния меди в элювии-делювии (0,03—0,1%); 4—ореолы рассеяния молибдена в элювии-делювии (0,001—0,003%); 5—потоки рассеяния меди (0,03—0,3%; 6—потоки рассеяния молибдена (0,001—0,01%).

геологическими поисками на этом участке было обнаружено медное оруденение.

Интересно отметить, что в последнем случае стандартной металлометрией не было выявлено ореолов повышенного содержания элементов, вероятно, по причине увеличения мощности наносов, доходящих здесь до 10 *м*.

Приведенные данные, также как и материалы по другим высокогорным районам Союза [1], позволяют рекомендовать для условий Армении более широкое применение металлометрической съемки по аллювию при производстве мелкомасштабных поисковых работ. При этом следует иметь ввиду, что такое опробование значительно экономичнее, чем металлометрическая съемка по элювиально-делювиальным отложениям.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.V.1960.

Հ. Մ. ՎԱՆՑՅԱՆ

ԱԼՅՈՒՎԻՒ ՄԵՏԱՂԱՄԵՏՐԻԿ ՆՄՈՒՇԱՀԱՆՄԱՆ ՓՈՐՁԸ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Վերջին տարիներս Հայաստանի մի շարք հանքային շրջաններում էլյուվիալ-դելյուվիալ նստվածքների մետաղամետրիկ հանույթին զուգընթաց կիրառվել է նաև ալյուվիի մետաղամետրիկ նմուշահանում, ըստ որում ուսումնասիրվել են տղմա-կավային ֆրակցիայով ներկայացված և բարձր սորբցիոն ընդունակությամբ օժտված գետային սիլտամի նստվածքները:

Մետաղամետրիկ հանույթի փորձը Հայաստանի երկու շրջաններում, որոնք բնութագրվում են պղնձային և պղինձ-մոլիբդենային հանքայնացումով, վկայում է, որ ալյուվիի մետաղամետրիկ նմուշահանումը ավելի էֆեկտիվ և ձեռնատու է, քան էլյուվիալ-դելյուվիալ նստվածքների մետաղամետրիկ հանույթը:

Իրա հիման վրա առաջարկվում է մանր մասշտաբի որոնման աշխատանքների ընթացքում լայն կերպով կիրառել ալյուվիի մետաղամետրիկ հանույթը:

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боголюбов А. Н., Сочеванов Н. Н.* Мелкомасштабные металлометрические поиски полиметаллов по ореолам и потокам рассеяния. Разведка и охрана недр, № 10. М., 1959.
2. *Квашневская Н. В.* Поиски рудных месторождений по потокам рассеяния. Геохимические поиски рудных месторождений в СССР, М., 1957.

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

НАУЧНЫЕ ЗАМЕТКИ

Г. К. ГАБРИЕЛЯН

О ГУСТОТЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА АРМЯНСКОЙ ССР

Густота эрозионного расчленения любой территории является одним из основных морфологических элементов, характеризующих облик рельефа. Будучи горной страной, территория Армянской ССР отличается эрозионной изрезанностью, зависящей от геологического строения, литологического состава горных пород, климатических условий, возраста рельефа, морфологических условий и др.

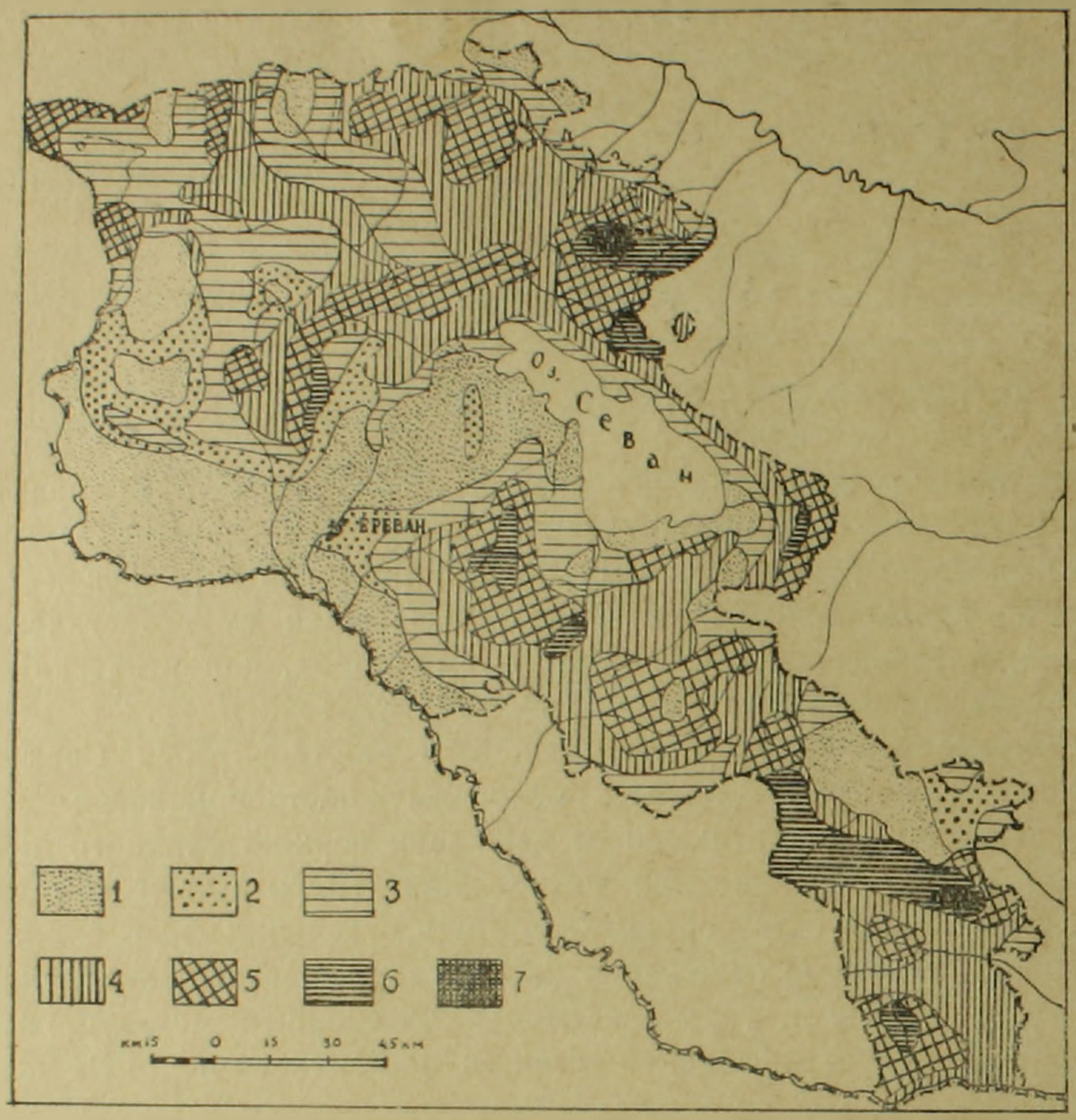
Современная гидрографическая сеть на территории Советской Армении была сформирована в основном в постплиоценовое время. Дифференциальные вертикальные движения верхнетретичного и четвертичного времени изменили направление гидрографической сети и из дочетвертичной сети сохранились лишь отдельные фрагменты. Аллювиальные галечные отложения на многих перевалах, находящихся ныне выше 2000 *м* н. у. м., являются бесспорным доказательством перестройки гидрографической сети в плиоценово-постплиоценовое время.

Таким образом, нынешняя гидрографическая сеть республики довольно молодая. Большинство рек отличается большим падением с интенсивной способностью глубинной эрозии.

Территория Армянской ССР не богата водными ресурсами, большая часть рек является мелкими ручейками, длиною в несколько десятков *км*, с незначительным дебитом, однако с большими уклонами, благодаря чему каждая, даже незначительная река выработала совершенно отчетливую долину той или иной формы. Следовательно в условиях Армении густота гидрографической сети одновременно может служить и густотой долинной сети.

В создании долинной сети АрмССР принимали участие как эндогенные, так и экзогенные факторы. Все крупные долины тектонического происхождения как например: долины *рр.* Памбак, Дебед, Агстев, Гетик, Раздан, Арпа, Воротан и др. Более мелкие долины эрозионного происхождения и по общей длине эти последние во много раз превышают длину тектонических долин. В создании долинной сети значительное участие имела ледниковая экзарация в высокогорных массивах.

Для составления карты эрозионного расчленения Армянской ССР (фиг. 1). т. е. карты густоты речных долин, мы использовали топо-



Фиг. 1. Карта густоты долинной сети Армянской ССР, коэффициенты густоты: 1. 0,0—0,2, 2. 2,0—0,4, 3. 0,4—0,6, 4. 0,6—0,8, 5. 0,8—1,0, 6. 1,0—1,5, 7. больше 1,5.

основу масштаба 1 : 100000. Всю территорию республики разбили на квадраты, в каждом квадрате измерили длину речных долин и разделив на площадь квадрата нашли коэффициент густоты долинной сети.

Здесь важное значение приобретает выбор единицы площади, т. е. размеры указанных квадратов. Измерения производили, принимая за единицу площади 4, 16, 36, 64 *кв. км.* Выяснилось, что в квадратах с площадью меньше 36 *кв. км* коэффициент густоты долинной сети изображал слишком пеструю картину и вызывал большие затруднения при генерализации и проведении изолиний. В квадратах с площадью больше 36 *кв. км*, картина густоты долинной сети получилась слишком схематичной и на некоторых участках коэффициент не отображал истинную картину, так как он выражал среднее значение густоты долинной сети данного квадрата. Мы пришли к выводу, что самой подходящей единицей площади надо принять 36 *кв км.* (6×6 *см* на карте масштаба 1 : 100000) и территорию

республики разделив примерно на 1000 квадратов вычислили коэффициент густоты долинной сети каждого квадрата.

Что касается подбора речных долин, то здесь возникли затруднения субъективного характера—всякая отрицательная форма земной поверхности, созданная водной эрозией могла бы считаться долиной и мелкие овраги нашли бы свое отражение на составленной нами карте. Однако, масштаб карты не позволил этого и мы решили долинами считать только те, которые большую часть года эродируются проточной водой. Те овраги и суходолы, которые большую часть года не имеют стока, не были учтены в подсчетах, хотя иногда весьма трудно было установить принадлежность долин к той или другой категории.

Территория Армянской ССР имеет 29,8 тыс. *кв км* площади, из коих 26,5% приходится на бассейн *р.* Куры и 73,5%—на бассейн *р.* Аракс. Длина долинной сети всей республики составляет немногим больше 13000 *км* (4380 *км*—в бассейне *р.* Куры; 8740 *км*—в бассенне *р.* Аракс). Коэффициент густоты долинной сети для республики равен 0,44 *км/км²*; в бассейне Куры—0,63, в бассейне Аракса—0,38 и по отдельным речным бассейнам представляет следующую картину:

Название бассейнов рек	Площадь водосборов (в пределах АрмССР) *км²*	Длина долинной сети *км*	Коэффициент густоты долинной сети
Памбак	1350	640	0,47
Дзорагет	1450	760	0,52
Дебед	3790	1950	0,52
Агстев	2218	1550	0,70
Ахум	236	180	0,76
Гавуш, Хндзорут	547	500	0,90
Ахурян	2800	1050	0,37
Касах	1716	800	0,46
Раздан	2406	650	0,27
Бассейн оз. Севан (за вычетом площади зеркала по данным 1959 г.)	3590	1900	0,53
Азат	550	230	0,42
Веди	750	260	0,37
Арпа	2130	1100	0,51
Мегри	330	270	0,80
Вохчи	1000	700	0,70
Воротан	2500	1300	0,52

Коэффициент густоты долинной сети в бассейне *р.* Куры на 0,25 больше, чем в бассейне *р.* Аракс. Это обусловлено тем, что в бассейне Куры выпадает больше атмосферных осадков; фильтрация небольшая, уклоны склонов большие и выпавшие осадки быстро стекают; коэффициент стока значительно больше. В бассейне Аракса на обширных пространствах распространены сильно трещиноватые молодые вулканические породы, являющиеся коллекторами атмосферной влаги. Следовательно поверхностный сток в бассейне *р.* Аракса значи-

тельно слабее; коэффициент стока—меньше, что не может не отразиться на формирование гидрографической сети.

Наибольшая густота долинной сети в республике наблюдается в складчатых районах северо-восточной части АрмССР (бассейны *рр.* Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзорут) и в Сюнике (бассейны *рр.* Мегри, Вохчи, правобережье *р.* Воротан), где в некоторых местах коэффициент густоты долинной сети достигает до 1—1,5 *км/км*^{2}. Рельеф в этих районах гораздо древнее по сравнению с вулканическими областями, базис эрозии намного ниже, реки имеют большое падение и даже мелкие ручейки образовали совершенно отчетливые, местами глубокие V-образные долины.

В вулканических районах долинная сеть менее развита. Формы рельефа здесь мягкие, уклоны небольшие, преобладают уклоны 5—15°, причем высокогорные части (выше 2500—2800 *м*) в корне отличаются от среднегорных и предгорных поясов. В высокогорном поясе большим распространением пользуются каменные россыпи—чингилы, где нет поверхностного стока, следовательно коэффициент густоты долинной сети в чингилах не превышает 0,2 *км/км*^{2}. В этом поясе долинная сеть выражена троговыми долинами и цирками, где больше проточной воды, чем на плато.

Предгорья и склоны вулканических массивов отличаются скудностью гидросети. Речные долины хотя здесь крупные (каньоны), однако их мало и они транзитного характера. Больше 70% рек вулканических районов берут начало с высокогорного пояса; они отличаются постоянством тока, хотя отчетливо выражены периоды половодья и межени. Те реки, которые формируются в предгорьях, имеют сезонный характер, эродирующая деятельность их ограничена, приурочивается к весеннему периоду. В районах распространения молодых третичных и четвертичных глыбовых лав вообще нет поверхностного стока. Много таких участков на Гегамском, Варденисском, Сюникском нагорьях, на Арагаце, Егвардском плато и др. Например, левобережье бассейнов *рр.* Раздан, Воротан и др. сильно отличается от правобережья. Первое сложено вулканическими породами и коэффициент густоты долинной сети не превышает 0,2 *км/км*^{2}, а второе—формировано на складчатом субстрате, сложенном преимущественно палеозойскими и мезозойскими породами с коэффициентом густоты долинной сети до 0,6—0,8 и больше.

В Араратской долине и в предгорьях Арагаца речная сеть развита очень слабо. Здесь коэффициент густоты речных долин не превышает 0,2, на значительной территории нет поверхностного стока и трудно провести водоразделы между бассейнами. В пределах Араратской долины *р.* Аракс принимает лишь пять притоков с постоянным стоком.

Как в вулканических районах, так и в складчатых, с высотой коэффициент густоты речных долин увеличивается, но глубина рас-

членения уменьшается. Эта закономерность нарушается местами в силу литологических, климатических и др. факторов.

Любопытно, что в тех районах Армянской ССР, где имеется густая гидрографическая сеть, отмечается наибольшая глубина расчленения. Наибольшая глубина наблюдается в среднем течении сравнительно крупных рек: Дебед, Агстев, Элегис, Воротан, Вохчи и др. Вследствии большой густоты и глубины расчленения в складчатых районах крутизна склонов большая, превышает местами 30—35°, что сильно затрудняет хозяйственное освоение территории.

Ереванский гос. университет

Поступила 1.I.1960.

Հ. Կ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ-Ի ՌԵԼԻԵՖԻ ՄԱՍՆԱՏՄԱՆ ԽՏՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Հայկական ՍՍՌ-ի հիդրոգրաֆիկ ցանցը հիմնականում ձևավորվել է չորրորդական պերիոդում: Վերին երրորդական և չորրորդական դիֆերենցյալ ուղղաձիգ շարժումները փոփոխել են ջրհոսքերի ուղղությունը և մինչ չորրորդական հովտային ցանցից այժմ պահպանվել են առանձին հատվածներ: Հիդրոգրաֆիկ ցանցի վերակառուցման անժխտելի ապացույցներ են հանդիսանում մի շարք լեռնանցքներում հանդես եկող ալյուվիալ գլաքարային նրբատվածքները:

Ըստ մեծ մասշտաբի քարտեզի Հայկական ՍՍՌ-ի հովտային ցանցի երկարությունը կազմում է շուրջ 13000 կմ և հովտային ցանցի խտությունը հավասար է 0,44 կմ/կմ². Փոքր ավազանում այն կազմում է 0,63 կմ/կմ², Արաքսի ավազանում — 0,38 կմ/կմ²:

Հովտային ցանցի մեծ խտություն նկատվում է Հայկական ՍՍՌ-ի հյուսիս-արևելյան և հարավային շրջաններում, որոնք կազմված են ծալքավոր կոշտավոր լեռնաշղթաներից և ավելի երկար ժամանակ են ենթարկվում հոսող ջրի ազդեցությանը: Հովտային ցանցի խտությունն այստեղ հասնում է 1—1,5 կմ/կմ²: Հենց նույն շրջաններում էլ նկատվում է հովտային ցանցի ամենամեծ խորությունը: Ահա և խորը հովտային ցանցի առկայության պայմաններում լանջերի թեքությունները անցնում են 30—35 աստիճանից և գերազանցում են սերխտորիալի տնահնական յուրացումը: Հրաբխային բարձրավանդակները, որ տարածված են հիմնականում Արաքսի ավազանում, ավելի երիտասարդ լինելով քիչ են ենթարկված հոսող ջրերի ազդեցությանը բայց այդ հրաբխային շերտախմբերը ունեն ֆիլտրացիոն լավագույն հատկանիշներ, լանջերի թեքությունները սովորաբար մեծ չեն (մեծ մասամբ 5 — 15°), որպեսի հանգամանքը նպաստավոր պայմաններ չի ստեղծում գետային ցանցի արտ ձևավորման գործում:

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. XIII, № 3—4, 1960 Геологич. и географич. науки

ПАМЯТИ О. С. СТЕПАНЯНА

11 июня 1960 г. исполнилось 10 лет со дня смерти одного из лучших знатоков геологии и полезных ископаемых Северной Армении, доктора геолого-минералогических наук, профессора Оганеса Степановича Степаняна.

Оганес Степанович родился 15 января 1902 г. в г. Александрополе (ныне Ленинакан). Среднее образование получил в единственном в то время среднем учебном заведении города—в Коммерческом училище, которое окончил в 1921 г.

В том же году он поступил в Тбилисский Политехнический ин-

ститут, а в 1925 г. переезжает в Новочеркасск, где поступает в Донской Политехнический институт, который окончил в январе 1930 г. получив звание горного инженера-геолога.

Еще будучи студентом, О. С. Степанян вел самостоятельные работы. В период с 1924 по 1929 г.г. он участвовал в геологических исследованиях ДзораГЭС-а. Араздаяна, Октемберяна, производил геологическую съемку. Он вел гидрогеологические исследования в Николаевском районе Шахтинского округа и заведывал лабораторией фильтрации грунтов и подземных вод в Сев. Кавказск. Крайзу при Донском Политехническом институте.

После окончания института О. С. Степанян вначале работал на Сюникском (Зангезурском) медном комбинате в должности геолога комбината, а в конце 1930 г. был переведен в Алаверди. Изучению Алавердского рудного района Оганес Степанович посвятил всю свою жизнь. Здесь он работал рудничным геологом, а впоследствии главным геологом Алавердского комбината. В 1933—1934 г.г. он чи-

тает лекции по геологии для студентов Алавердского опорного пункта Всесоюзного Заочного индустриального института.

В 1935 г. О. С. Степанян был переведен на работу в Ереванский гос. университет, где вел курс по геологии рудных и нерудных месторождений на геологическом факультете. В 1936 г. Наркомпросом АрмССР ему присваивается звание доцента; в 1939 г. он успешно защищает диссертацию на степень кандидата геолого-минералогических наук.

С 1939 г. он беспрерывно руководит кафедрой прикладной геологии, а с 1938 г. является деканом геологического факультета Ереванского гос. университета. С 1935 г. О. С. Степанян одновременно работает старшим научным сотрудником в Институте геологических наук АН АрмССР.

В 1948 г. в г. Баку Оганес Степанович успешно защищает диссертацию на степень доктора геолого-минералогических наук на тему „Геология медных месторождений Северной Армении".

О. С. Степаняном написано 26 научных работ, из коих 10 опубликованы (в том числе 3 монографии).

В течение последних лет своей жизни он был редактором „Научных трудов" (серия геологическая) Ереванского гос. университета.

11 июня 1950 г. преждевременная смерть отняла у нас неутомимого и принципиального исследователя недр Армении, прекрасного педагога и человека, Оганеса Степановича Степаняна.

Большая часть научной деятельности О. С. Степаняна связана с Алавердским рудным районом, на территории которого он вел детальные полевые геологические работы. Результаты этих исследований отражены в его трудах, посвященных вопросам полезных ископаемых, петрографии, стратиграфии и тектоники.

Своей работой в области изучения геологии Алавердского рудного района О. С. Степанян заложил прочную основу для дальнейшего развития геологического изучения этой перспективной области.

Особая заслуга Оганеса Степановича состоит в том, что он всегда был убежденным сторонником дальнейшей разведки и эксплоатации Алавердского месторождения. Идеи Оганеса Степановича в наши дни успешно претворяются в жизнь его преемниками.

Для работ О. С. Степаняна характерно, что всегда наряду с чисто научными выводами он давал и практические рекомендации; некоторые же работы его имеют сугубо практическое значение. В последние годы жизни Оганес Степанович проводил большие обобщающие работы по геологии медных месторождений Северной Армении; эти работы дали много новых и ценных материалов для выяснения геологического строения, петрологии и металлогении Северной Армении.

О. С. Степанян имеет также большие заслуги в деле подготовки молодых геологических кадров. Будучи прекрасным педагогом, он своими лекциями будил среди студентов интерес к различным

вопросам геологии. Этому способствовало еще и то, что он читал дисциплины, которые особенно интересовали студентов. Курс по полезным ископаемым республики впервые был прочитан Оганесом Степановичем,

Кроме своей основной научно-исследовательской деятельности Оганес Степанович консультировал геологические работы ряда промышленных учреждений и организаций, а также принимал участие в составлении различных пособий, руководств и сводок по геологии Армении. Он относится к числу ученых, которые щедро передают накопленный опыт и знания начинающим, молодым геологам. Многие из его учеников теперь стали известными специалистами республики.

О. С. Степанян был также хорошим популяризатором; его перу принадлежит брошюра „Условия образования рельефа Армянской ССР". Член КПСС О. С. Степанян активно участвовал в общественной жизни.

Хорошая память об Оганесе Степановиче навсегда останется в сердцах тех, кто знал его.

К. Н. Паффенгольц, Э. Г. Малхасян,
Л. А. Авакян, А. Н. Бахчисарайцев

СПИСОК

опубликованных научных работ проф. О. С. Степаняна

1. Минеральные ресурсы цветных металлов Алавердского района. „Цветные металлы", № 9, 1936.
2. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. Арм. ФАН СССР, 1938.
3. Южная часть Алавердского месторождения. Изд. Арм. ФАН СССР, 1940.
4. Перспективы Шамлугского месторождения и направление дальнейших разведочных работ. Научные труды Ерев. гос. ун-та, т. XVII, 1941.
5. Гранитоиды Армянской ССР. Научн. труды Ерев. гос. ун-та, т. XVII, 1941.
6. Туфолавы Армянской ССР. Научн. Труды Ерев. гос. унта. т. XVII. 1941.
7. Медные месторождения АрмССР (совместно с С. А. Мовсесяном). Изд. АН Арм. ССР, 1944.
8. Геология и структура Шамлугского месторождения. Научн. труды Ерев. гос. ун-та, т. XXII, 1943.
9. Условия образования рельефа Армянской ССР (на армянском языке). Изд. АрменГИЗ, 1949.
10. Геология и стратиграфия Северной Армении. Научн. труды Ерев. гос. ун-та. т. XXX, 1950.

ԲՈՎԱՆԴԱԿՈՒԹՅՈՒՆ

Էջ

Պալեոնտոլոգիա

Ա. Մ. Դրիգորյան — *Երևանի ավազանի օլիգոցենի նստվածքների նումուլիտները* 3

Պետրոգրաֆիա

Թ. Շ. Թադևոսյան — *Արամազդ լեռան հիմքային և ուլտրահիմքային ապարների պետրոգրաֆիայի առթիվ* 19

Հրաբխականություն

Կ. Ի. Կարապետյան — *Ամբատասարի հրաբուխը* 33

Օգտակար հանածոներ

Շ. Հ. Ամիրյան — *Ոսկու հանքավայրերից մեկի հանքաբարերի նյութական կազմի մասին* 47

Տ. Հ. Գվայտա, Յ. Գ. Տեր-Օգանեսով — *Ռադիոակտիվ մեթոդներով հազվագյուտ և ցրված էլեմենտների որոնման մասին* 57

Կ. Ա. Քարամյան, Ա. Ս. Ֆարամազյան — *Քաջարանի պղնձա-մոլիբդենային հանքավայրի միներալացման ստադիաների մասին* 65

Հիդրոգեոլոգիա

Ա. Լ. Աճեմյան — *Արփա և Որոտան գետերի վերին հոսանքների մի քանի տրավերտինային գոյացումների մասին* 89

Գեոֆիզիկա

Պ. Պ. Ղազանչյան — *Գեոդեզիական եղանակով երկրի կեղևի սեզոնային շարժումների ուսումնասիրությունը Հայաստանի պայմաններում* 101

Գրունտների մեխանիկա

Գ. Ի. Տեր-Ստեփանյան — *Կապակցված գրունտների ֆիլտրացքայի գործակցի որոշման մասին* 111

Գիտական նոթեր

Է. Ա. Խաչատրյան, Ա. Հ. Կոջոյան — *Հայկական ՍՍՌ բազմամետապային հանքավայրերից մեկում ռենյերիտի հայտնաբերման մասին* 115

Գ. Բ. Մեժլումյան — *Սեվարանցի տրոտանոմագնետիտային հանքանյութերում շպինելի հայտնաբերման մասին* 123

Հ. Մ. Վանցյան — *Ալյուվիի մետազամետրիկ նմուշահանման փորձը Հայաստանի պայմաններում* 127

Հ. Գ. Գաբրիելյան — *Հայկական ՍՍՌ-ի ռելեֆի մասնատման խտության մասին* 131

Կ. Ն. Պաֆֆենգոլց, Է. Գ. Մալխասյան, Լ. Ա. Ավագյան, Ա. Ն. Բախչիսարայցև — *Հ. Ս. Ստեփանյանի հիշատակին* 137

СОДЕРЖАНИЕ

Палеонтология

Стр.

С. М. Григорян — Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского района. 3

Петрография

Т. Ш. Татевосян — К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд. 19

Вулканология

К. И. Карапетян — Вулкан Смбатасар. 33

Полезные ископаемые

Ш. О. Амирян — О вещественном составе руд одного из золоторудных месторождений 47

Т. И. Гвайта, Я. Г. Тер-Оганесов — О поисках редких и рассеянных элементов радиоактивными методами. 57

К. А. Карамян, А. С. Фарамазян — О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. 65

Гидрогеология

А. Л. Аникян — О некоторых травертиновых образованиях бассейна верховьев *ор.* Арпа и Воротан. 89

Геофизика

П. П. Казанчян — Материалы к изучению сезонных движений земной коры методом геодезических измерений в условиях Армянской ССР. 101

Механика грунтов

Г. И. Тер-Степанян — Об определении коэффициента фильтрации связных грунтов 111

Научные заметки

Э. А. Хачатурян, А. А. Коджоян — Об обнаружении реньерита на одном из полиметаллических месторождений Армянской ССР. 115

Г. Б. Межлумян — О находке шпинели в титаномагнетитовых рудах Сваранцского месторождения 123

Г. М. Ванцян — Опыт металлометрического опробования аллювия в условиях Армянской ССР. 127

Г. К. Габриелян — О густоте расчленения рельефа Армянской ССР 131

К. Н. Паффенгольц, Э. Г. Малхасян, Л. А. Авакян, А. Н. Бахчисарайцев — Памяти О. С. Степаняна. 137