

ՀԱՍՆ ԳԱ Տեղեկագիր

ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ
НАУКИ О ЗЕМЛЕ
EARTH SCIENCES



ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈՒԼԵԳԻԱ

ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Տ. Ասլանյան (պատասխանատու խմբագիր), տեխն. գիտ. թեկն. Ս. Վ. Բաղդյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Բ. Բաղդասարյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Գ. Պ. Բաղդասարյան, ՀՍՍՀ ԳԱ թղթ.-անդամ Ա. Հ. Գաբրիելյան, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Է. Խ. Գուլյան, երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Է. Ա. Խաչատրյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ), երկրա-հանք. գիտ. ղոկտ. Յ. Գ. Հակոբյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Հ. Գ. Մաղաֆյան, ՀՍՍՀ ԳԱ ակադ. Ա. Գ. Նազարով, երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Կ. Գ. Շիրինյան, Է. Ս. Ռոստոմովա (պատասխանատու քարտուղար), երկրա-հանք. գիտ. թեկն. Ա. Ս. Յամվազյան (պատասխանատու խմբագրի տեղակալ):

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корр. АН Арм. ССР А. Т. Аслanian (ответственный редактор), докт. геол.-мин. наук Ц. Г. Акопян, член-корр. АН Арм. ССР А. Б. Багдасарян, канд. геол.-мин. наук Г. П. Багдасарян, канд. техн. наук С. В. Бадалян, член-корр. АН Арм. ССР А. А. Габриелян, канд. геол.-мин. наук Э. Х. Гулян, акад. АН Арм. ССР И. Г. Магакьян, акад. АН Арм. ССР А. Г. Назаров, Э. С. Ростомова (ответственный секретарь), канд. геол.-мин. наук А. С. Фарамазян (заместитель ответственного редактора), докт. геол.-мин. наук Э. А. Хачатурян (заместитель ответственного редактора), канд. геол.-мин. наук К. Г. Ширинян.

ՀՍՍՀ ԳԱ հրատարակչություն

Издательство АН Армянской ССР

Հանդեսը լույս է տեսնում տարին 6 անգամ

Журнал выходит 6 раз в год

Խմբագրության հասցեն է՝
375019, Երևան 19, Բարեկամության 24ա.

Адрес редакции:
375019, Ереван 19, Барикамютян, 24а.

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР НАУКИ О ЗЕМЛЕ

№ 2

Том XXIX

1979

СОДЕРЖАНИЕ

Г. Г. Оганезов. К теории тектонической деформации Земного сфероида	3
О. П. Гююмджян. Связь россыпей из контакта гранитов	14
Ю. И. Гукасян. К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагацкой вулканогенной толщей	26
Ф. В. Каминский, Р. Г. Геворкян. Некимберлитовые первоисточники алмазов	32
О. В. Мирошникова, Р. П. Сеноян, А. А. Халатян, Ю. Г. Шопин. Основные элементы тектоники Кафанского рудного района по геофизическим данным	41
Л. Н. Зограбян. О геоморфологических исследованиях в Армянской ССР	50

Краткие сообщения

Г. Р. Мкртчян, М. Е. Тамашян, Э. Б. Анимян, А. В. Варонян. Ервандашатская антиклиналь	59
С. О. Ачикгезян. Опыт определения смещений вдоль разрывных нарушений среди однородных изверженных пород	64
Т. А. Авакян. Дилатомовые глины у с. Аран	71
М. С. Бадалян. О возможной причинной связи геотермического и магнитного полей в области новейшего вулканизма Армянской ССР и некоторые вопросы их интерпретации	75
О. Л. Багина, Д. О. Минисян, Г. Н. Петрова. Определение напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности эффузивных пород Армянской ССР	81

Рецензии

С. А. Мовсесян. О книге Ф. И. Вольфсона и А. В. Дружинина «Промышленные гины рудных месторождений»	87
А. Н. Карпетян. Ценная монография по рудным месторождениям Армянской ССР	89

Критика и дискуссии

К. В. Карпетян. Письмо в редакцию	94
-----------------------------------	----



**ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ ԵՐԿՐԻ ՄԱՍԻՆ**

№ 2

հատոր XXIX

1976

- Բ Ո Վ Ա Ն Գ Ա Կ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն -

Գ. Գ. Օգանեզով. Երկրի սֆերոիդի տեկտոնական դեֆորմացիայի տեսության շուրջը	3
Զ. Պ. Գուլյուժյան. Սվչատունոսիտներ գրանիտների կոնտակտում	14
Յու. Գ. Ղուկասյան. Ախուրյանի կիրճի դոլերիտային բազալտների և Արագածի հրաբխա- ծին հաստվածքի երկրաբանական փոխհարաբերությունների հարցի շուրջը	26
Ֆ. Վ. Կամինսկի, Խ. Գ. Գևորգյան. Այմաստների ոչքիմիքիտային սկզբնաղբյուրները	32
Յ. Վ. Մխրեղիկովա, Խ. Պ. Սևադյան, Ա. Ա. Խալաթյան, Յու. Գ. Շոպին. Ղափանի հան- րային շրջանի տեկտոնիկայի հիմնական դժերը երկրաֆիզիկական տվյալների լույսի տակ	41
Լ. Ն. Զոհրաբյան. Գեոմորֆոլոգիական հետազոտություններ Հայկական ՍՍՀ-ում	50

Համառոտ հաղորդումներ

Լ. Թ. Մկրտչյան, Մ. Ե. Թանաշյան, Է. Վ. Անանյան, Հ. Վ. Վարդանյան. Երվանդաշատի անախիլինայր (Արարատյան միջլեռնային իջվածք)	56
Ս. Հ. Աշիֆգյուլյան. Միատարր հրային ապարներում խզումնային տեղաշարժերի որոշ- ման մի փորձ	63
Թ. Ա. Ավագյան. Արափի գյուղի շրջակայքի գիստոմային կավերը	71
Մ. Ս. Բաղդյան. Հայկական ՍՍՀ նորագույն հրաբխային շրջաններում ջերմային և մագ- նետական դաշտերի հնարավոր պատճառական կապի մասին և նրանց մեկնաբան- ման մի քանի հարցեր	75
Ս. Լ. Բաղինա, Ջ. Հ. Մինասյան, Գ. Ն. Պետրովա. Հնագույն գեոմագնիսական դաշտի լար- վածության որոշումը Հայկական ՍՍՀ Լճուզիվ ապարների մագնիսվածությա միջոցով	81

Գրախոսություն

Ս. Հ. Մովսեսյան, Ֆ. Ի. Վոլֆսոնի և Ա. Վ. Գրումինի. «Մետաղային հանքավայրերի արդյունաբերական տիպերը» գրքի մասին	87
Ս. Ի. Կարապետյան. Արմեթալուր մենագրությունը նվիրված Հայկական ՍՍՀ մետաղային հանքավայրերին	89

Քննադատություն և բանավեճ

Կ. Ի. Կարապետյան. Նամակ խմբագրությանը	94
---------------------------------------	----

УДК 550.1.311

Г. Г. ОГАНЕЗОВ

К ТЕОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОГО СФЕРОИДА

Распределение масс внутри и на поверхности Земного шара характеризуется некоторой неравномерностью и динамичностью.

Появление горных хребтов, вулканов, действие сейсмических сил, порыв довольно сильных, и даже обычная напряженность в массе создают перемещения внутри Земли.

Если имеет место в некоторых случаях и анизотропия, это может создать и более благоприятные условия для перемещений внутри Земли.

Все подобные явления влекут за собой несовпадение оси инерции Земли с осью ее вращения. Всякое несовпадение мешает равномерному вращению Земли, «нервирует» ее, в связи с этим она на основании законов устойчивости стремится переместить географические полюсы и совместить тем самым указанные две оси.

Весьма убедителен в этом отношении простой эксперимент. Возьмем крупную монету, на окружности которой действует дополнительная масса (m), условно динамически эквивалентная неравномерному распределению масс внутри и на поверхности Земли. Толчком заставим монету вращаться вокруг оси АВ. Вначале вращение монеты будет происходить в условиях несовпадения оси инерции с осью вращения, при

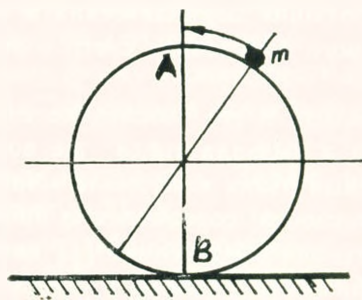


Рис. 1. Схема перемещения массы (m) при вращении диска.

этом мы заметим, что монета самопроизвольно получит дополнительное движение: масса (m) будет продвигаться к оси вращения АВ. Иначе говоря, ось инерции пойдет на совпадение с осью вращения.

В эксперименте участвует касательная составляющая силы (m), противодействующая перемещению. В реальных условиях ее нет.

Такое же явление имеем и на Земле. При несовпадении оси инерции с осью вращения, как было сказано выше, на основании законов

устойчивости Земля поворачивается вокруг своего центра и оси, перпендикулярной плоскости меридиана массы (m), стремясь совместить ось инерции с осью вращения.

При этом никак нельзя исключать того, что еще не достигнуто совпадения осей, на каком-либо меридиане появится новое тектоническое образование, снова отклоняющее ось инерции от оси вращения. Поэтому перемещение полюсов должно происходить зигзагообразно по разным меридианам. На рис. 2 показана в виде «розы полярных сме-

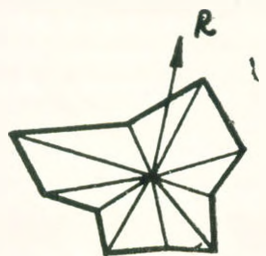


Рис. 2. Роза перемещений полюсов.

щений» принципиальная схема постоянных смещений полюсов от каждого тектонического образования, которых бесчисленное множество на Земле. Все эти перемещения, сдвигающие полюс Земли, имеют свою мгновенную равнодействующую R . Каждое новое обстоятельство, новое проявление тектоники меняет, возможно, в ничтожном размере как величину смещения, так и его направление.

Идея о смещении полюсов впервые в печати была высказана в 1955 г. американским ученым Гольдом [4]. Правда, еще в 1945 г. астроном Ньюкомб тоже высказал что-то близкое к этой идее—он указал на возможность небольших периодических в течение года колебаний полюсов от переменного появления снега и ветров на северном и южном полушариях.

Правильная идея Гольда и его последователей была технически недостаточно обоснована и вызвала тогда же возражения. Так, известный американский ученый Милк в журнале «Nature» поместил свою статью: «Перемещение полюсов: соревнование ошибок» [5,3].

В статье «О новой теории оледенения» [1] автор дал свою концепцию о смещении географических полюсов в увязке с оледенениями экваториальных зон.

Наша задача—выявить, какие последствия возникают на Земле от перемещения полюсов.

Изучение границ оледенений по оставленным ими следам говорит о том, что можем в первом приближении судить о перемещениях полюсов по границам оледенений. По литературным данным границы четвертичных максимальных отклонений отмечены для северного полушария: в Америке со смещением в 27° , в Европе— 16° , в Азии— 11° от современного положения.

В южном полушарии эти смещения выражаются меньшими показателями в основном из-за того, что в южной околополярной зоне преобладает море, которое не хранит следов от бывших оледенений.

Анализ показал, что в четвертичное время в пределах Европы и Азии полюс сравнительно мало смещался против современного и не выходил за пределы половины площади Северного полярного круга, а в пределах Америки смещения были более значительными и полюс перемещался в границах всего полярного круга.

Такое явление можно объяснить тем, что в Америке молодые Кордильеры имеют меридиональное направление, что усиливает меридиональное перемещение полюсов, а в Европе и Азии горные кряжи имеют преимущественно широтное направление, что способствовало перемещению полюсов в основном и широтном направлении.

Отметим одно весьма важное обстоятельство—наклон земной оси к эклиптике зависит от космогонических условий и обладает в определенных границах значительной устойчивостью. Поэтому и климатические зоны на Земле, как известно, не претерпели существенных изменений.

С учетом этого нужно признать, что и в настоящем, и в прошлом условия для оледенения на Земле были одинаковы: центром неизменно являлся полюс, площади распространения оледенений, иначе говоря ледяная шапка, практически соответствовала современной, но по причине перемещений полюсов и околополярное оледенение также получало соответственно смещения своих границ.

Однако новая теория не замыкается изучением динамики околополярного оледенения, она значительней и серьезней.

Новая теория, выражаясь фигурально, рождена цифрой 21—разницей в длинах полуосей сфероида,—этой разнице она обязана своим исключительным и глубоким содержанием.

Земля наша имеет форму геоида, весьма слабо отличающегося от эллипсоида вращения: отклонения исчисляются в пределах всего лишь в 100—150 м.

Большая полуось эллипсоида Земли равна 6378 км, а малая—6357 км, что дает разницу в 21 км.

Условно примем современное положение эллипсоида Земли за исходное, примем также, что в течение определенного времени по какому-либо меридиану полюс переместился на 20° и проследим, какие явления должны сопровождать такое перемещение.

Конечно, крупные отклонения полюсов в размере 20° бывают весьма редко. Ведь трудно предполагать частое появление горных кряжей типа Кордильер.

Мы умышленно принимаем в своих дальнейших расчетах такое крупное отклонение полюса, оно даст нам возможность с большей рельефностью охарактеризовать описываемые явления.

Уравнение эллипса по меридиану смещенного полюса Земли примем в обычном виде.

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1; \quad \operatorname{tg} z = \frac{y}{x}.$$

где $a=6378$ км, $b=6357$ км.

Из уравнения имеем

$$y = \frac{b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}.$$

Принимая отношение полуосей меридионального сечения Земли

$$n = \frac{a}{b} = \frac{6378}{6357} = 1,003303$$

и учитывая, что

$$\operatorname{tg}^2 z = \frac{y^2}{x^2} = \frac{b^2(a^2 - x^2)}{a^2 x^2},$$

после некоторых преобразований, для радиуса-вектора (ρ) получим формулу (рис. 3)

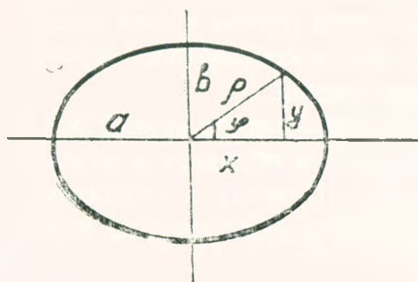


Рис. 3 К расчету радиуса-вектора ρ .

$$\rho = a \sqrt{\frac{1 + \operatorname{tg}^2 z}{1 + n \operatorname{tg}^2 z}}.$$

Придавая углу (φ) последовательно значения: $10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ \dots 90^\circ$ и т. д., можем заполнить таблицу 1. В этой таблице вторая графа дает величины (ρ) для эллипса при разных значениях (φ), а третья графа величины (ρ) для того же эллипса при значениях ($\varphi \pm 20^\circ$), т. е. после смещения эллипса на 20° . Последняя графа дает разность Δ величин (ρ).

Величина (ρ) и (Δ) даны в км (рис. 4).

Таблица 1 показывает, что от поворота сфероида Земли вокруг его центра на 20° , меридиональное сечение, включающее новое положение полюса, на средних широтах Земли в разных четвертях сечения поднимается или опускается на значительную величину до $\Delta=7,1$ км. Эти поднятия и опускания происходят близ экватора и полюсов (рис. 4).

Для первой четверти максимальное поднятие приходится на широту $\varphi=50^\circ$, в остальных четвертях сфероида углы механически принимают соответствующие значения (табл. 1).

Представляет определенный интерес вопрос о том, каковы будут при этом поднятия и опускания на остальных меридианах Земли.

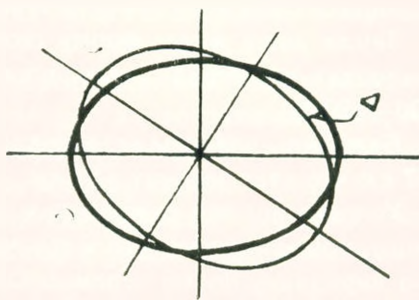


Рис. 4. Поднятие и опускание поверхности Земли от перемещения полюсов на 20° .

Таблица 1:

Величины (ρ) и (Δ) для сфероида Земли

φ	ρ при φ	ρ при ($\varphi - 2^\circ$)	Δ	φ	ρ при φ	ρ при ($\varphi + 20^\circ$)	Δ
Поднявшаяся сторона				Опустившаяся сторона			
0	6378,0	6375,4	-2,6	70	6359,4	6357,0	-2,4
10	6377,4	6377,4	0	60	6362,2	6357,6	-4,6
20	6375,4	6378,0	+2,6	50	6365,6	6359,4	-6,2
30	6372,7	6377,4	4,7	40	6369,1	6362,2	-6,9
40	6369,1	6375,4	6,3	30	6372,7	6365,6	-7,1
50	6365,6	6372,7	7,1	20	6375,4	6369,1	-6,3
60	6362,2	6369,1	6,9	10	6377,4	6372,7	-4,7
70	6359,4	6365,6	6,2	0	6378,0	6375,4	-2,6
80	6357,6	6362,2	4,6	10	6377,4	6377,4	0
90	6357,0	6359,4	2,4				
80	6357,6	6357,6	0	среднее			$\pm 4,5$

Для облегчения нашей задачи, исследования проведем по одному косому центральному сечению, проходящему через ось поворота сфероида и радиус-вектор, давший максимальное поднятие в 7,1 км при $\varphi = 50^\circ$.

Это косое сечение даст достаточное представление о действии перемещенного полюса на планету в целом.

Рассечем сфероид вертикальными плоскостями, параллельными плоскости координат ХУ. На каждой вертикальной плоскости получим эллипс, но уже меньшего размера (рис. 5).

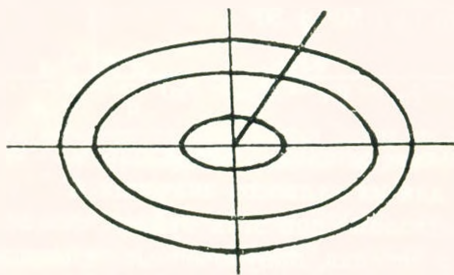


Рис. 5. Концентрические эллипсы от пересечения сфероида вертикальными плоскостями, параллельными ХУ.

Косое сечение сфероида встретит эллипсы под тем же углом $\varphi = 50^\circ$. Значения (ρ^1) для новых эллипсов могут быть определены по формулам, выведенным ранее для меридионального сечения, так как между исходным меридиональным эллипсом и любым параллельным ему малого размера имеется определенная математическая связь.

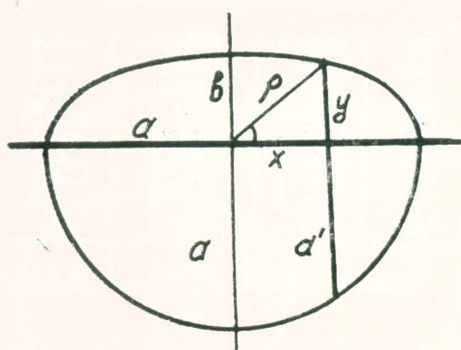
Так, если на рис. 5 представлен меридиональный эллипс с полуосями (a) и (b) и на расстоянии (x) в плоскости ($\kappa-\kappa$), параллельный ему малый эллипс, то из рисунка 6 легко находим для малого эллипса его полуоси:

$$b' = y; a' = \sqrt{(a+x)(a-x)} = \sqrt{a^2 - x^2}.$$

Из этого

$$\frac{a'}{b'} = \frac{\sqrt{a^2 - x^2}}{y}.$$

Для исходного большого эллипса раньше имели



$$y = \frac{b}{a} \sqrt{a^2 - x^2}$$

$$\text{или } ay = b \sqrt{a^2 - x^2}.$$

Разложив последнюю в пропорцию, получим

$$\frac{\sqrt{a^2 - x^2}}{y} = \frac{a}{b} = \frac{a'}{b'} = n = \text{const.}$$

Поэтому можем принять для любого малого эллипса

$$a' = nb' = b' \frac{a}{b} = a \frac{b'}{b} = a \frac{a'}{a}$$

Рис. 6. К определению параметров малых эллипсов.

соответственно $\rho' = \rho \frac{a'}{a}$.

Имея эти формулы для любого малого эллипса, отстоящего на расстояние (x) от главного, при повороте сфероида на 20° получим для первой четверти его значения Δ' , как разности (ρ) при φ и $(\varphi - 20^\circ)$. а для нашего случая при 50° и 30°

$$\Delta' = \rho'_{30} - \rho'_{50} = (\rho_{30} - \rho_{50}) \frac{a'}{a} = \Delta \frac{a'}{a}.$$

Примем несколько сечений, параллельных оси вращения сфероида и определим для их эллипсов значения Δ' .

Правильным подходом при этом нужно считать не произвольное расположение их, а сечения, приуроченные к определенным широтам, поскольку в таблице 1 значения (ρ) даны лишь для определенных широт.

Первое близкое к центру сфероида сечение примем для широты $\varphi = 70^\circ$. Согласно рис. 3 и таблице 1 расстояние этого сечения до центра сфероида будет $x = \rho \cos 70^\circ = 6359,4 \cdot 0,34202 = 2175,0$ км.

Полуоси малого эллипса этого сечения получим из формулы (рис. 3)

$$b' = y = \rho \sin 70^\circ = 6359,4 \cdot 0,93969 = 5975,9 \text{ км}$$

$$a' = nb' = 5975,9 \cdot 1,0033 = 5995,6 \text{ км.}$$

Имея эти показатели, определяем

$$\Delta' = \Delta \frac{a'}{a} = 7,1 \frac{5995,6}{6378} = 6,67 \text{ км.}$$

Второе сечение примем на широте 50° . Идентичные исчисления дадут:

$$\begin{aligned}x &= \rho \cos 50^\circ = 6365,6 \cdot 0,64271 = 4019,7 \text{ км}, \\b' &= \rho \sin 50^\circ = 6365,6 \cdot 0,76604 = 4876,3 \text{ км}, \\a' &= nb' = 4876,3 \cdot 1,0033 = 4892,4 \text{ км, поэтому} \\ \Delta' &= \Delta \frac{a'}{a} = 7,1 \cdot \frac{4892,4}{6378} = 5,45 \text{ км}.\end{aligned}$$

Теперь возьмем эллипс еще дальше от центра сфероида, ориентируясь на широту в 20° .

$$\begin{aligned}x &= \rho \cos 20^\circ = 6375,4 \cos 20^\circ = 5990,9 \text{ км}, \\y &= b' = 6375,4 \sin 20^\circ = 2180,5 \text{ км}, \\a' &= 2180,5 \cdot 1,0033 = 2187,7 \text{ км},\end{aligned}$$

поэтому

$$\Delta' = \Delta \frac{a'}{a} = 7,1 \frac{2187,7}{6378} = 2,45 \text{ км}.$$

Полученные значения Δ' показаны на рис. 7. Начало координат принято в центре сфероида, абсцисса—по главной оси сфероида ОА (рис. 5, 6, 9).

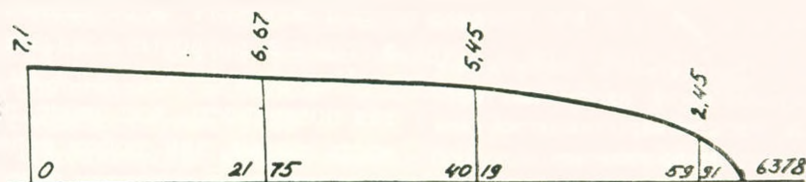


Рис. 7. График перемещения поверхности Земли по косому сечению от перемещения полюсов на 20° .

Исчисленные ординаты Δ' , как это легко заметить, получены по направлениям радиусов-векторов малых эллипсов. Большой интерес представляют значения Δ'' по направлениям радиусов самой планеты, то есть по вертикалям местности.

Как видно из рис. 8, значения Δ'' можно получить как проекции на направление радиуса-вектора Земли. Фигура АОВС располагается в одной плоскости, поэтому можем принять

$$\Delta'' = \Delta' \cos \alpha = \Delta' \frac{\rho'}{\rho} = \Delta' \frac{a'}{a}.$$

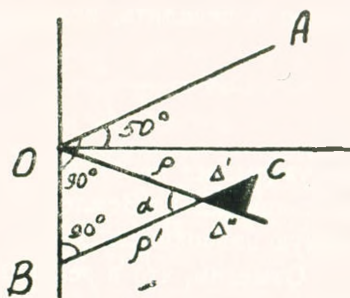


Рис. 8. К расчету перемещений в вертикальном направлении.

Пересчет ординат дает следующие показатели:

$$1) \text{ Для широты в } 70^\circ: 6,67 \frac{a'}{a} = 6,67 \frac{5995,6}{6378,0} = 6,27 \text{ км.}$$

$$2) \text{ Для широты в } 50^\circ: 5,45 \frac{4892,4}{6378,0} = 4,18 \text{ км.}$$

$$3) \text{ Для широты в } 20^\circ: 2,45 \frac{2187,7}{6378,0} = 0,84 \text{ км.}$$

На рис. 9 показано в перспективе косое сечение. Оно проходит через ось вращения сфероида и радиус-вектор при $\varphi = 50^\circ$.

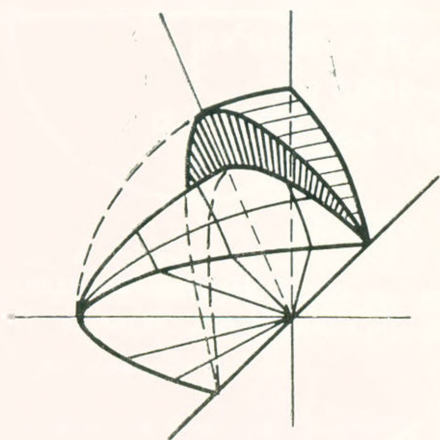


Рис. 9. Перспективное изображение усеченного косой плоскостью сфероида. Масштаб нарастившегося слоя сильно увеличен.

Для лучшего обозрения нарастившаяся часть сфероида выше косого сечения снята.

Итак, при повороте сфероида Земли на 20° , как это видно из рис. 4, 7 и таблицы 1, территории, занимающие две четверти поверхности Земли, оказываются поднятыми над современной нулевой поверхностью, а территории, занимающие остальные две четверти, — опущенными.

Эти поднятия и опускания даны в статье в цифровых показателях.

Как показывают расчеты, нулевая поверхность, или иначе, поверхность океана, при любом перемещении полюсов в высотном отношении

слабо изменяется. Это видно из следующего.

Положим, от поворота сфероида Земли образовалось плоскогорье с средней высотой $H=4$ км. Примем плотность массы участка плоскогорья $D=2,75$, среднюю плотность Земли $D_1=5,5$ радиус Земли $R=6370$ км, тогда приращенные высоты ΔH нулевой поверхности Земли можно определить, исходя из формулы Пуанкаре.

$$\Delta H = \frac{3}{2} \frac{D}{D_1} \frac{H^2}{R} = \frac{3}{2} \frac{2,75}{5,5} \frac{4^2}{6370} = 0,0019 \text{ км} = 1,9 \text{ м,}$$

что указывает на то, что даже высочайшие плоскогорья, которые могли бы появиться на Земле при ее поворотах, практически не изменяют уровенную поверхность Земли.

Отметим, что в реальных условиях мы никогда не будем иметь поднятия и опускания в размере до 7,1 км, как то было исчислено выше, так как за то продолжительное время, которое нужно для перемещения полюсов на 20° , одновременно имеет место и переформирование геоида Земли в сторону исходного сфероида. Однако не может быть этого переформирования без наличия достаточного импульса к этому, иначе го-

вора, всегда должно иметь место некоторое отставание процесса переформирования. Наличие следов древних оледенений на средних широтах указывает на то, что в период крупных отклонений полюсов, в связи с начавшимся переформированием Земли, хотя и не могло быть уже расчетных заоблачных плоскогорий, но все же оставались еще высоты, вполне достаточные для обеспечения оледенений.

Учтем при этом, что полюсы, как было сказано выше, почти не приостанавливаются в своем перемещении, они все время медленно меняют положение, занимая различные меридианы.

Это осложняет и весь дальнейший процесс: идентичные смещения накладываются друг на друга, еще далекие от исходного сфероида.

Поэтому надо признать, что практически геонд никогда не может совпасть с точным сфероидом.

Необходимо отметить и то, что ординаты на графике (рис. 7) привязаны к горизонтальной абсциссе; в реальных условиях последняя ложится на рельеф местности, занимая местами волнистую сушу, местами дно глубоких океанов. Это обстоятельство сильно маскирует наличие положительных и отрицательных смещений поверхности Земли.

Учтем и то, что перемещения полюсов меняют географические координаты каждого данного участка, а, следовательно, и величину центробежной силы, вызывая внутри Земли силы, стремящиеся переформировать фигуру Земли в сторону исходного сфероида.

Приведенные выше расчеты показывают, что достаточен поворот Земли на 20° , как на средних широтах одни значительные участки Земли поднимутся в холодные заоблачные высоты, а другие — опустятся столь же глубоко вниз.

Океанические воды в связи с большой их подвижностью стекают с поднимающихся участков и устремляются к понижающимся. Этим объясняются в основном явления регрессии и трансгрессии морей, когда с одних участков море полностью или частично отходит, на других участках расширяется в берегах и углубляется. При этом устанавливается новое распределение суши и водных масс, оказывающее в большинстве случаев обратное, тормозящее действие на перемещения полюсов, предельно понижая тем подвижность последних.

Установившееся первоначально равновесие континентов с переходом Земли на новую ось вращения частично нарушается, вызывая небольшие перемещения самих континентов или их частей, этот процесс также оказывает тормозящее действие на подвижность полюсов.

Отмеченное выше перемещение водных масс, в свою очередь, перегружает одни водные бассейны и разгружает другие, в связи с чем в условиях трансгрессий имеет место частичное выдавливание магматических масс из-под прибрежной полосы моря в сторону суши, а при регрессии — соответственно отсасывание магмы в сторону моря, но, конечно, с сильно уступающим эффектом (изостазия).

Наиболее подходящим методом для изучения динамики тектонических процессов является изучение трансгрессий и регрессий. Каждая

из них давала свои характерные морские отложения. В этом отношении хорошо изучен Приморский Азербайджан. Бакинские ученые-нефтяники по отложениям насчитывают трансгрессий и регрессий в четвертичном периоде—5, плиocene—8 и миоцене—8. Эти показатели указывают на динамику во времени крупных тектонических явлений, на частоту относительно значительных отклонений полюсов.

Перегрузка береговой полосы водой в период трансгрессии и выдавливание тем самым магматических масс под береговую полосу суши весьма благоприятствует образованию более резких флексур вдоль береговой полосы моря и появлению сбросов на них.

Появлению сбросов на флексурах способствует и дополнительная водная нагрузка.

Таким образом трансгрессия морей и океанов является причиной не только смещения на значительное расстояние от сбросов уже закаленной на сбросах магмы, как об этом было сказано в статье автора «Вулканизм в свете новой теории», она является одновременно и основной причиной образования самих геологических сбросов, рождающих вулканы.

Перечень явлений, зависящих от смещения полюсов, можно еще продолжить.

На полосе, параллельной береговой линии, образование в прошлом и в более позднее время магматическими течениями горных хребтов и дизъюнктивных дислокаций.

Закалка магмы на крупных сбросах, предопределяющая вулканические извержения в отдалении от сбросов.

В связи с перемещением полюсов изменение географических координат каждого данного участка и соответственно изменение их климата.

Изменение климатических условий на значительных территориях в связи с их поднятием или опусканием.

Новая теория дает возможность по-новому объяснить многие явления в природе. Она своим единым подходом обеспечивает и оледенения и трансгрессию с регрессией наличной водой. Она дает диалектическое, комплексное содержание многочисленным явлениям на Земле.

Под действием центробежной силы переформирование геонда Земли в сторону условноисходного сфероида идет постоянно и непрерывно. Переформирование во времени имеет разную интенсивность и находится в зависимости от превышения интенсивности отклонения полюса над интенсивностью переформирования.

С переходом в сторону исходного сфероида восстанавливаются и прежние условия, за исключением климатических для данного участка и необратимых.

Энергия, затрачиваемая на повороты Земли, должна быть планетарного масштаба, поэтому, надо полагать, она расходуется за счет кинетической энергии суточного вращения Земли. Это отвлечение энергии уменьшает момент количества движения и связанную с ним угловую скорость вращения Земли. В условиях необратимого циклического про-

цесса тектонического круговорота такой расход энергии из века в век истощает кинетическую энергию суточного вращения Земли, что ведет к омертвлению планеты.

Если в этом тектоническом круговороте участвовали бы лишь механические силы, то круговорот был бы затухающим, и мы были бы свидетелями уже давно установившегося тектонического покоя. Отсутствие подобного покоя можно объяснить лишь тем, что в круговороте участвуют не только механические силы, но и ядерные (см. статью автора «Вулканизм в свете новой теории») и на энергии последних поддерживается незатухающий круговорот, источающий кинетическую энергию суточного вращения Земли.

Ереванский политехнический институт
им. К. Маркса

Поступила 19.III.1974

Գ. Յ. ՕԳՆԵԶՈՎ

ԵՐԿՐԻ ԱՅԵՐՈՒԻԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հանգվածների բաշխումը Երկրագնդի մակերևսին և խորքում բնութագրվում է անհամաչափությամբ և դինամիկությամբ, որը հանգեցնում է երկրի իներցիայի և պտտման անոնցքների անհամատեղմանը: Ենթարկվելով կալուսության օրենքներին, Երկրագունդը ձգտում է բևեռների տեղաշարժի միջոցով վերականգնել խախտված հավասարակշռությունը: Այս երևույթը միաժամանակ ուղեկցվում է երկրի գեոիդի վերաձևափոխմամբ ելակետային սֆերոիդի: Մակայն վերջինիս տեղի ունենալը հնարավոր է միայն որոշակի իմպուլսի առկայության պայմաններում, որի պատճառով էլ նշված վերաձևափոխումն ուշանում է: Երկրի մեծ և փոքր կիսաանոցների 21 կմ հասնող տարբերության շնորհիվ բևեռի 20° տեղաշարժի դեպքում Երկրագնդի վերին հորիզոնների երկու քառորդը վեր է բարձրանում ամենաշատը 7,1 կմ չափով, իսկ մյուս երկու քառորդը նույնքան իջնում է (վերաձևափոխումը հաշվի չի առնված): Այս երևույթի արդյունք են հանդիսանում օվկիանոսների և ծովերի տրանսգրեսիաներն ու ռեգրեսիաները, ցամաքի ու ծովի զգալի վերաբաշխումները Երկրի մակերևսին: Համեմատաբար խոշոր վերաբաշխումների հաճախականությունը հասնում է չորրորդական ժամանակաշրջանում՝ 5-ի, պլիոցենում՝ 8-ի, միոցենում՝ 8-ի:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Оганезов Г. Г. О новой теории оледенения. Известия АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, т. XV, № 1, 1962.
2. Оганезов Г. Г. Новый подход в вопросах происхождения нефти и нахождения нефтегазоносных участков. «Айпетрат», Ереван, 1965.
3. Сборник «Планета Земля». Перевод с англ. 1961.
4. Gold T. Instability of the Earth's axis of rotation. „Nature“, vol. 175, № 4466, 1955.
5. Munk W. H. Polar wandering: a marathon of errors. „Nature“, vol. 177, № 4508, 1956.

УДК 552.3.3

О. П. ГУЮМДЖЯН

СВЯТОНОСИТЫ ИЗ КОНТАКТА ГРАНИТОВ

Первые сведения о геологии и петрографии Сурбкарского интрузива и гранатсодержащих щелочных пород из его контакта получены в результате работ Т. Ш. Татевосяна [22]. Впоследствии проведенными автором настоящей статьи исследованиями, на основании многочисленных особенностей взаимоотношений щелочных пород с гранитами и андезитами, а также структурно-текстурных особенностей минерального состава, доказано их метасоматическое происхождение [6,7]. Кроме того, показано наличие полной серии контактово-метасоматически гранитизированных пород от габбро до гранитов, ранее относимых к эндоконтактовыми фациями гранитного интрузива, который ассимилировал окружающие вулканические породы основного состава.

Некоторые вопросы геологии и петрогенезиса щелочных пород Сурбкара уже освещены в литературе [6, 7, 8, 18].

В пределах приконтактной зоны Сурбкарского интрузива щелочные породы слагают небольшие тела площадью от 1 до 50 кв. м, изометричной, дайкообразной или неправильной первичной формы (рис. 1). Это — тела среднеэоценовых роговообманковых андезитов, которые широко распространены внутри пермской карбонатной толщи района, а также апофизы гранитов, прорывающих те же карбонатные породы вблизи контакта интрузива. Карбонатные породы, под воздействием послемагматических растворов, мраморизованы и интенсивно скарнированы с образованием пироксен-везувияновых кальцифиров, а андезитовые и гранитовые тела, расположенные внутри них, сиенитизированы и превращены в щелочные породы различного состава: кварцевые и бескварцевые сиениты, нордмаркиты, святоноситы, меланитовые щелочные сиениты и др.

В настоящей статье впервые дается петрографическая и петрохимическая характеристика конечных продуктов метасоматоза — меланит-пироксеновых сиенитов (святоноситов) и меланитовых беспироксеновых щелочных сиенитов, строго разграничиваются две серии гранатсодержащих щелочных метасоматических пород, наличие которых ранее было доказано петрографическими исследованиями и физико-химическим анализом парагенезисов минералов щелочных пород [7, 8], обсуждаются некоторые особенности генезиса гранатсодержащих пород и гранатов и их петрогенетической роли в формировании щелочных и ультраосновных щелочных пород вообще, приводится новая геолого-петрографическая карта Сурбкарского массива. Кроме того, выделяется новый тип щелочных пород — меланитовые беспироксеновые пертитовые щелочные сиениты, в отличие от известных в литературе других гранатсодержащих полевошпатовых и фельдшпатоидных пород.

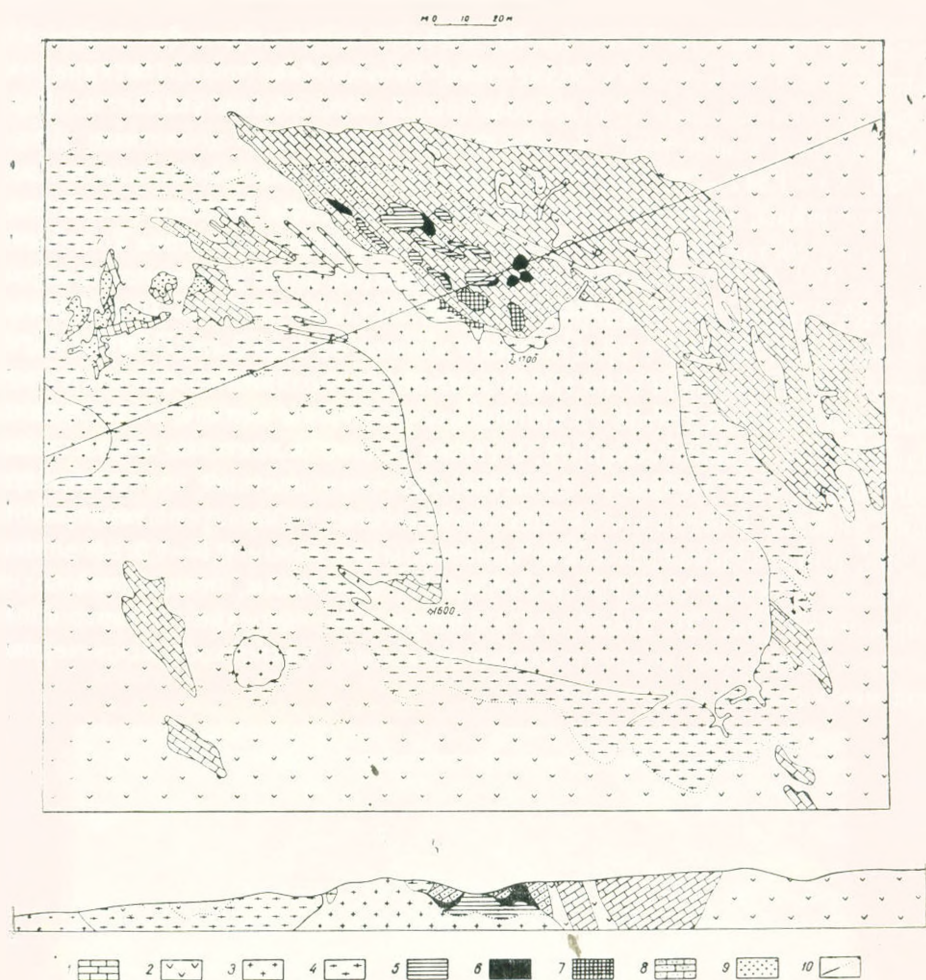


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта Сурбкарского интрузива (О. П. Гуюмджян, 1969).

1. Пермь. Известняки с редкими прослоями доломитизированных известняков. 2. Средний эоцен. Роговообманковые андезиты и андезито-базальты. 3. Верхний эоцен — нижний олигоцен. Аплитовидные граниты, адалеллиты и гранодиориты. 4. Метасоматические габброизированные гранитизированные породы: горблендиты, габбро, диориты, гранодиориты, адалеллиты, кварцевые роговообманковые монциты и сиениты, граниты. Метасоматические сиенитизированные породы: а) Лейкократовый ряд — 5. Кварцевые сиениты и монциты, кварцевые щелочные сиениты (пордмаркиты). 6. Меланитовые беспироксеновые пертитовые щелочные сиениты. б) Меланократовый ряд — 7. Меланит-пироксеновые сиениты (святоноситы), арфведсонит-пироксеновые щелочные сиениты, эгирин-авгитовые сиениты, авгит-диопсидовые диориты. 8. Контактво-инфильтрационные скарны фронтального типа: пироксен-везувитовые. 9. Диффузионные биметасоматические скарны: пироксен-гранатовые. 10. Линии контактов — резкие и постепенные.

Меланитовые беспироксеновые пертитовые щелочные сиениты (беспироксеновые святоноситы) сложены пертитовым калишпатом и меланитом с примесью кальцита, эгирина, циркона и цеолитов. Представляют собой средне-, крупно- и грубозернистые породы, светло-

серого и голубовато-серого цвета, местами белесоватые благодаря альбитизации. Структура идиобластовая, панидиобластовая, текстура массивная, пегматонидная с микророзовидными пустотками угловатых форм, заполненных землистым снежно-белым веществом—цеолитами ($N_g = 1,524$, $N_r = 1,512$, $+2V = 54^\circ$). Эти породы в той или иной степени альбитизированы, местами превращены в альбититы. Калинатровый полевоишпат составляет 85—90% породы. Содержание меланита колеблется от 5 до 12—15%, редко в некоторых разностях до 20%. Калишпат-пертит образует кристаллы размером от долей миллиметра до 8—10 см, причем преобладают породы с кристаллами длиной от 1 до 3 см. Обычно интенсивно пертитизирован и частично замещается поздним альбитом. В крупные кристаллы пертитового калишпата включены мелкие, изометричные идиобласты черного меланита, а также редкие реликтовые зерна щелочного пироксена. Меланит — единственный темноцветный породообразующий минерал в беспироксеновых святоноситах. Образует изометричные зерна, ромбододекаэдрические кристаллы размером 0,1—1,0 см в поперечнике, а также длиннопризматические кристаллы, псевдоморфозы по пироксенам (рис. 2). Меланиты изометричные, нередко анизотропные, двупреломляющие, концентрически-зонарные, макроскопически черные, под микроскопом коричневые.

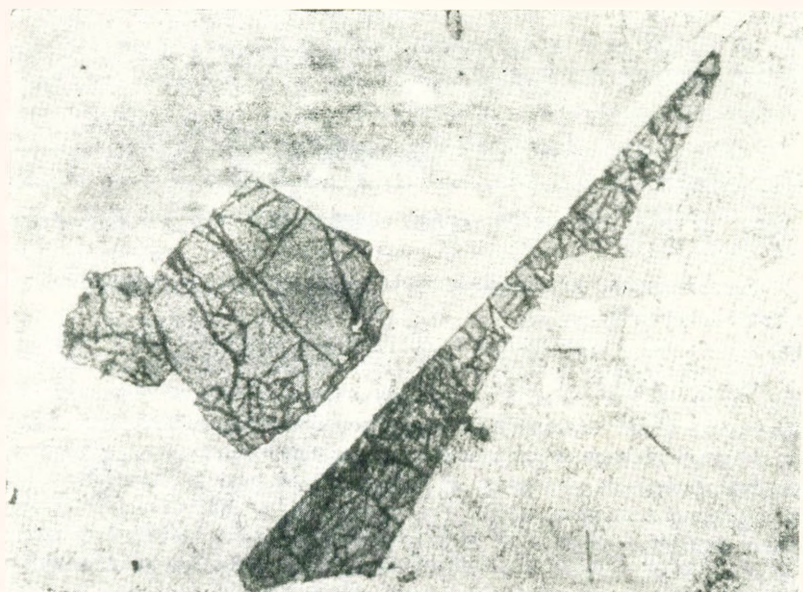


Рис. 2. Формы кристаллов граната в беспироксеновом святоносите. Справа—псевдоморфоза меланита по щелочному пироксену. Шл. 602, ув. 3,5*, б/а.

Святоноситы (меланитовые пироксеновые снениты)—темно-серые, голубовато-серые, мелко-, среднезернистые породы. Состоят из кротнопертитового калишпата 60%, пироксена 30%, меланита 8% и небольших количеств кальцита, сфена, апатита (~2%). Наиболее ха-

рактерная структура пойкилобластовая, местами гломеробластовая. В сравнительно крупные таблитчатые изометричные гранобласты калишната и идиобласты меланита включены тонко- и толстопризматические, длинно- и короткопризматические кристаллы пироксена. Калишнат слагает таблитчатые призмы, идиобластовые, гранобластовые кристаллы, содержащие многочисленные пойкилитовые включения пироксена. Кристаллы пироксена всегда идиобластовые, представлены светло-зеленоватым динонрид-авгитом, в центральной части ($N_g=1,707$, $N_r=1,680$, $+2V=52^\circ$, $cN_g=40^\circ$) и щелочным зеленым эгирин-авгитом ($N_g=1,749$, $N_r=1,711$, $+2V=77^\circ$, $cN_r=15^\circ$) по периферии. Почти все кристаллы бесцветного, светло-зеленоватого пироксена по краям в различной степени эгиринизированы. Некоторые из них полностью замещены эгирин-авгитом. Гранаты святоноситов по форме и окраске не отличаются от таковых щелочных сиенитов. Однако здесь совершенно отсутствуют их псевдоморфозы по пироксенам. Гранаты представлены пойкилобластовыми, идиобластовыми, порфиробластовыми кристаллами, включающими многочисленные мелкие кристаллы пироксена (рис. 3). В святоноситах гранат в присутствии калишната устойчив с пироксеном.

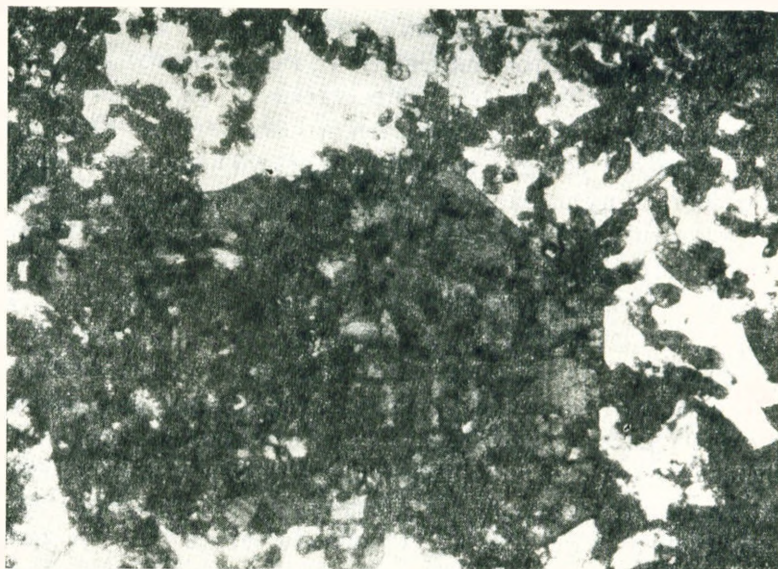


Рис. 3. Пойкилобластовая структура в святоносите. В центре—крупный кристалл, порфиробласт меланита. Тонкопризматические кристаллы—эгирин-авгит. Светло-серые участки—калишнат-криптопертит. Шл. 1088, ув. 3,5 $\times$, Ник.+.

В табл. 1 приведены средние химические составы меланитов щелочных метасоматических пород.

Как видно из табл. 1, святоносцы—меланократовые, не насыщенные кремнеземом, бедные щелочами породы. В составе щелочей калий

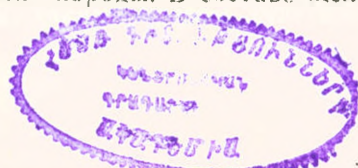


Таблица 1

Средние химические составы меланитовых щелочных метасоматических пород
Сурбкарского интрузива

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
1	48,92	0,50	17,52	4,18	2,07	0,11	13,89	3,64	1,80	4,12	3,07	0,48	100,30
2	59,77	0,17	20,19	1,63	0,07	0,04	3,57	0,18	3,90	7,57	2,71	0,92	100,72

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	S	a	c	b	c'	m'	f'	η	ζ	t	a/c	Q
1	59,2	10,5	7,1	23,2	46,5	28,0	25,5	38,7	16,2	0,73	1,48	-10,7
2	72,5	21,1	3,9	2,5	25,7	14,3	60,0	43,8	57,1	0,20	5,41	-1,1

1 — святоносиг (меланит-пироксеновый сиенит, среднее из 6 анализов).

2 — меланитовый беспироксеновый пертитовый щелочной сиенит, среднее из 2 анализов.

преобладает над натрием. Беспироксеновые святоносигы относятся к лейкократовым, умеренно-богатым щелочам, насыщенным кремнеземом породам. Они обеднены магнием, кальцием и железом по сравнению с святоноситами. Повышенные содержания магния, кальция и железа в святоноситах обусловлены сосуществованием пироксена с меланитом, в отличие от беспироксеновых святоносигов, где пироксен полностью замещается меланитом андрадито-гроссулярового состава. Таким образом сравнение показывает существенные различия химического состава беспироксеновых святоносигов и святоносигов. Общей особенностью химического состава щелочных метасоматитов является преобладание в составе щелочей калия над натрием, высокое значение удельной железности¹ (64,2 и 95,2% в святоносиге и беспироксеновом святоносиге соответственно).

Гранаты в изверженных породах не являются редкостью. Появление таких метаморфогенных минералов, как гранаты (святоносиг, гранатовые щелочные ультрабазиты, монзониты, нефелиновые сиениты и др.), корунд (крегмонтит, рагланит, дунганонит, плюмазит, кыштымит, щелочные ультраосновные породы), эксерманит и нектолит (жакторпит), меллит (турьянт, ковдорит), а также кальцита (тувинит, карбонатиты, нефелиновые щелочные сиениты) [20] и турмалина (граноднорит, кварцевый монзонит, гранит) [17] в породах магматогенного облика вынуждает искать дополнительные геологические и петрографические признаки и «необычные» условия формирования для целостного решения вопроса генезиса этих пород, так как без этих данных нельзя уверенно отнести их к чисто метасоматическим, чисто магматическим или гетерогенным образованиям. Гранатсодержащие породы часто являются гетерогенными, т. е. результатом послемагматических преобразований магмати-

$$^1 f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}, \text{ в атомных процентах.}$$

ческих пород (гранатизации или нефелинизации, сопровождающейся образованием гранатов), когда существенная или основная часть прежних минеральных парагенезисов сохраняется.

Так как породы, содержащие перечисленные «ортодоксальные» метаморфогенные и гидротермальные минералы, пока не встречены в таких взаимоотношениях с окружающими породами, которые позволили бы однозначно решить вопрос возможности кристаллизации их из природных расплавов, то большинство исследователей считает их метасоматическими.

Гранаты щелочных пород, в которых эти минералы встречаются наиболее часто и в значительных количествах, впервые определялись как метасоматические Г. Эккерманом [26]; А. Лоусон [33] и С. Шенд [36] предполагали магматическое происхождение гранатов, а П. Эскола [28] считал, что святоносцы кристаллизуются из гибридной магмы, которая, в свою очередь, образовалась при ассимиляции расплавом карбонатного материала или скарнов. О. А. Богатиков [3] пришел к выводу о метасоматическом происхождении гранатов и святоносцов Каменского интрузива.

Титансодержащие гранаты андрадитового состава—меланиты и шорломиты в щелочных ультрабазитах—уртиты, ийолиты, мельтейгитах, якуирангитах, окантах, турьянтах и др., появляются в результате послемагматических изменений пироксенитов, дунитов и перидотитов, в частности, при нефелинизации ультрабазитов. Это подтверждается изучением ультрабазитов и щелочных ультрабазитов в интрузивных массивах Ковдор (Кола) [16], Гули (Анабар) [4], Африканда (Кола) [2,15], Вуориярви (Кола) [5], Дахунур, Чик (Тува) [13], Нижнесаянский (Восточные Саяны) [24], Магнет-Ков (Арканзас, США) [27], Ока (Квебек, Канада) [35], Айрон-Хилл (Колорадо, США) [32], Якуиранга (Сан-Пауло, Бразилия) [34]. Такие же гранаты образуются на контакте сиенитов и нефелиновых сиенитов с известняками—Зардалек (Туркестанский хребет) [12, 23], Дара-Пноз (Алайский хребет) [11], Фадью-Куда (Центральный Таймыр) [9], Каменский (Восточные Саяны) [3], в фенитизированных и нефелинизированных кристаллических сланцах и гнейсах—Халибертон-Бенкрофт (Онтарио, Канада) [29, 31], Альнё (Швеция) [26], карбонатизированных ультрабазитах Фён (Норвегия) [25], гранатизированных нефелиновых сиенитах и малиньитах Итапирангуа (Сан-Пауло, Бразилия) [30], а также в пегматитах щелочных интрузивных массивов Африканда [2], Дахунур [13], Тувы [19], Тежсара [14], Мегри [1] или на контакте гранитных интрузивов и известняков (Сурбкар, Баргушатский хребет). Этот последний пример, который показывает возможность образования гранатовых сиенитов и щелочных сиенитов в результате сиенитизации пород базальт-андезитового состава и гранитов, на контакте гранитного интрузива с известняками, является пока единственным известным в литературе по гранатосодержащим щелочным породам.

Гранатосодержащие породы, таким образом, генетически связаны с

послемагматическими метасоматическими изменениями ультрабазитов, щелочных сиенитов, различных известково-щелочных пород. В перечисленных выше интрузивах, вероятно, отсутствуют породы с гранатами магматического происхождения. Однако, гранаты андрадитового состава известны в некоторых вулканических породах—щелочных лавах Везувия (италиты) [37], в трахитах, трахит-фонолитах (Магнет-Ков) [27], в дацитах Закарпатья (альмандин) [21], что указывает на возможность кристаллизации гранатов из магматических расплавов.

Нефелинизация ультрабазитов вызывается воздействием натрий-содержащих растворов, которые способствуют развитию нефелина в недосыщенной кремнеземом среде и эгиринизации пироксенов. Кроме того, освобождающиеся в большом количестве кальций, железо и титан, содержащиеся в пироксене и оливине, в условиях недостатка глинозема (он входит в нефелин) образуют титансодержащие черные андрадиты—меланиты и шорломиты.

По мнению ряда исследователей, выяснение генезиса гранатсодержащих пород заключается в установлении прежде всего генезиса гранатов. Однако, выяснение генезиса гранатов является недостаточным при решении вопроса происхождения породы в целом. Святоноситы Каменского интрузива образовались под воздействием послемагматических кальцийсодержащих растворов на пироксеновые сиениты. По мнению О. А. Богатикова [3], святоноситы этого интрузива являются метасоматическими. Но, в действительности это лишь гранатизированные пироксеновые сиениты магматического происхождения, т. е. в конечном итоге и они (кроме порфировидных гранатовых сиенитов) являются гетерогенными. Большинство известных в литературе гранатовых ийолит-уртитов, мельтейгитов и якуширангитов также является гетерогенными, гранатизированными породами соответствующих составов или нефелинизированными—гранатизированными пироксенитами, перидотитами и дунитами. При послемагматическом метасоматозе в ультрабазитах появляются и, по мере усиления воздействия, увеличиваются содержания нефелина, эгирина, граната и кальцита, т. е. наряду со специфичным породным магматическим парагенезисом (оливин, пироксен и магнетит ультрабазитов) присутствует и новый метасоматический—нефелин, эгирин, гранат, кальцит (для случая нефелинизированных—гранатизированных ультрабазитов). При гранатизации бесполевошпатовых ультраосновных щелочных пород—ийолитов, уртитов, мельтейгитов, якуширангитов, окантов—магматический парагенезис нефелина с эгирином только частично замещается гранатом с кальцитом или без него. Во всех этих гранатсодержащих породах фактически магматические минеральные парагенезисы ассоциируют с метасоматическими. И только в крайних случаях формируются чистые или полные метасоматиты: гранатовые ийолит-уртиты, гранатовые якуширангиты, кальцит-гранатовые или карбонатитовые породы по ультрабазитам, гранат-пироксен-микроклиновые, гранат-микроклиновые породы по сиенитам, гранитам и т. д.

На основании анализа данных по петрографии и геологии контакто-метасоматических образований Сурбкарского интрузива [7] установлены два ряда щелочных метасоматитов: меланократовый (святоноситовый) и лейкократовый (сурбкаритовый). Лейкократовые крупно- и грубозернистые меланитовые щелочные сиениты переходят в роговообманковые граниты через нордмаркиты, кварцевые сиениты и кварцевые монзониты, а меланократовые мелкозернистые меланит-пироксеновые сиениты метасоматически переходят к вулканическим породам андезитового состава, через арфведсонитовые щелочные сиениты, пироксеновые сиениты и пироксеновые диориты.

Меланократовый ряд метасоматических пород, образовавшийся за счет андезитов на контакте их с интрузивными гранитами и известняками, характеризуется трехминеральным устойчивым парагенезисом микроклин-криптопертита, эгирин-авгита и меланита в конечных продуктах метасоматоза (святоноситы) и пойкилобластовыми структурами, меланократовостью всех пород этого ряда (содержание цветных минералов выше 40%). Лейкократовый ряд, образовавшийся по гранитам, в апикальной части интрузива, на контакте с известняками, характеризуется двуминеральным устойчивым парагенезисом микроклин-криптопертита и меланита, иднобластовыми, крупнозернистыми структурами, лейкократовым составом пород всего ряда (содержание цветных минералов ниже 15%).

Важное петрографическое значение имеет то обстоятельство, что одни гранатсодержащие породы содержат меланит-микроклиновую ассоциацию без пироксена, в то время как другие состоят из меланит-пироксен-микроклиновой ассоциации, представленной сосуществующими пироксенами с гранатами [7]. На контакте Сурбкарского интрузива можно наблюдать эти два ряда гранатовых щелочных пород, разделенных везувиановыми кальцифирами. Различные типы гранатовых щелочных пород являются результатом определенной зависимости между составом и исходной породой—андезитов для меланократовых святоноситов и гранитов—для лейкократовых беспироксеновых святоноситов, но, по-видимому, не зависят от других геологических условий, в которых они формировались (степени щелочного метасоматоза, состава растворов), т. к. они находятся в сходных геологических условиях.

Все известные в литературе гранатовые и щелочные сиениты приурочены к контактам сиенитовых интрузивов или интрузивов щелочных пород с карбонатными гелями, преимущественно доломитами; как правило, в этих интрузивах гранатсодержащие сиениты и щелочные сиениты переходят в безгрантовые разновидности этих пород. Аналогичные переходы отмечаются также от шорломитовых и меланитовых ийолитов, уртитов, мельтейгитов, якуширангитов, малышчиков к безгрантовым типам этих пород, а в некоторых массивах—также к пироксенитам и перидотитам. Пока единственным исключением, известным в литературе, является Сурбкарский интрузив гранитов, приуроченный к контакту известняков и основных вулканитов и имеющий в результате

этого нестрый своеобразный состав метасоматических пород, близких по составу и текстурно-структурным признакам к святоноситам, описанным П. Эскола, О. А. Богатиковым, бороланитами и фергусенитами массива Дункельдык на Памире [9].

Святоноситы и беспироксеновые святоноситы являются чисто метасоматическими породами, без реликтов исходных магматических пород. Между ними и исходными гранитами, а также андезитами, существует целый ряд безгранатовых метасоматических пород: нордмаркиты, кварцевые и бескварцевые сиеениты, арфведсонитовые щелочные сиеениты, пироксеновые сиеениты и др. В предыдущих работах вопрос состава исходных пород святоноситов был оставлен открытым [7]. В последнее время автором установлены метасоматические переходы от святоноситов к вулканическим породам андезитового состава. Эти андезиты в виде небольших тел различной формы расположены на северо-западном контакте интрузива в известняках кровли.

Выделение меланитовых беспироксеновых пертитовых щелочных сиеенитов в особую самостоятельную разновидность щелочных пород обусловлено устойчивым соотношением породобразующих минералов (микроклин-пертита $\sim 90\%$, меланита $\sim 10\%$) в них и отсутствием среди известных щелочных пород аналогичных типов. Можно предполагать, что эта бинарная ассоциация микроклина с меланитом должна быть довольно характерной и распространенной среди формаций щелочных пород¹. Если разграничивать беспироксеновые святоноситы от святоноситов таким образом, то эти новые типы пород можно ожидать в регионах распространения гранат-пироксеновых щелочных сиеенитов. Так, например, в Каменском интрузиве Восточных Саян распространены так называемые «порфировидные гранатовые сиеениты», содержащие микропертит и гранат (не считая, как и в нашем случае, примесей и акцессорных минералов кальцита, апатита, реликтов пироксена) и крупнозернистые гранатовые сиеениты, в которых единственным темноцветным минералом является гранат, вытесняющий (!) моноклиновый пироксен. Безусловно, эти порфировидные и крупнозернистые двуминеральные гранатовые сиеениты Каменского интрузива [3], как и аналогичные породы Сурбкарского массива, существенно и принципиально отличаются от меланскратовых трехминеральных гранатово-пироксеновых сиеенитов и название «святоносит» следует применить исключительно для последних типов пород. Описанный меланитовый беспироксеновый щелочной сиеенит, на наш взгляд, нуждается в специальном наименовании. Было бы желательно назвать ее по месту нахождения «сурбкаритом», т. е. в соответствии с последними рекомендациями² точное и полное наименование породы выглядело бы громоздким и неудобным в употреблении.

¹ Эта биминеральная ассоциация также является основным парагенезисом околокарнизовых пород повышенной щелочности—гранат-ортоклазовая фация известковых карнизов.

² Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. «Недра», М., 1975.

Принятие названий по бинарной ассоциации уже давно является обычным. Так, для нефелинсодержащих пород известны: фойяиты (с микроклином), тералиты (с плагиоклазом), ийолиты и уртиты (с пироксеном), тувиниты (с кальцитом), крегмонтиты (с корундом), монмутиты (с амфиболом), а для микроклиновых пород—фениты (с эгиринном).

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4 VII.1975.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄՉՅԱՆ

ՍՎՅԱՏՈՆՈՍԻՏՆԵՐ ԳՐԱՆԻՏՆԵՐԻ ԿՈՆՏԱԿՏՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հոգվածում առաջին անգամ տրվում է սիենիտացման ծայրագույն արդյունքների՝ սվյատոնոսիտների (մելանիտ-պիրոքսենային սիենիտներ) և սուրբբարիտների (մելանիտային ալկալային սիենիտներ) պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական բնութագրումը, զրանատակիր ապարների և զրանատների ծագման առանձնահատկությունները, ինչպես նաև նրանց պետրոգենետիկ դերը ալկալային և ուտրաՖիմքային-ալկալային ապարներում: Բացի այդ, ցույց է տրվում երկու շարք՝ մելանոկրատ և լեյկոկրատ մետասոմատիկ ալկալային ապարների գոյությունը: Մելանոկրատ մետասոմատիտների ծայրագույն արդյունքը սվյատոնոսիտն է, որն արֆեդոսիտային ալկալային սիենիտների, պիրոքսենային սիենիտների և դիորիտների միջոցով անցնում է անդեզիտային կազմի հրաբխային ապարների, իսկ լեյկոկրատ շարքինը՝ սուրբբարիտն է, որը նորդմարկիտների, քվարցային սիենիտների և մոնցոնիտների միջոցով անցնում է զրանիտների: Առաջարկվում է երկմիներալ (մելանիտ-կալիշպատպերտիտ) մելանիտային ալկալային սիենիտները կոչել նոր անվանմամբ՝ «սուրբբարիտներ», ի տարբերություն զրանատակիր ալկալային սիենիտների՝ սվյատոնոսիտների, որոնք բնորոշվում են մելանիտ-պիրոքսեն-կալիշպատ եռամիներալ կալուն պարագենեզիսով:

Գրականության ամփոփման համեմատական քննարկման հիման վրա հաստատվում է, որ տիտանակիր անդրադիտները՝ մելանիտները և շորլոմիտները, ալկալային և ուտրաՖիմքային-ալկալային ինտրուզիվ ապարներում գոյանում են հետմագմատիկ և կոնտակտ-մետասոմատիկ պրոցեսների ընթացքում (ուտրաբադիտների նեֆելինացում և կարբոնատացում, նեֆելինային սիենիտների և մալինիտների զրանատացում, բյուրեղային թերթաքարերի և գնեյսների ֆենիտացում և նեֆելինացում) սիենիտների, նեֆելինային ալկալային սիենիտների, ինչպես նաև զրանիտների ու կարբոնատային ապարների կոնտակտում: Այս վերջին փաստը առայժմ հայտնի է լուկ Հայկական ՍՍՀ տարածքում, Սուրբբարի զրանիտոիդային ինտրուզիվի և պերմի կրաքարերի կոնտակտում:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Иоамян А. И.* Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1955.
2. *Багдасаров Э. А.* Щелочные пегматиты массива Африканда. Записки ВМО, вып. 3, ч. 88, 1959.
3. *Богатиков О. А.* К генезису щелочных гранатово-пироксеновых снейитов (святоноситов). Труды Ин-та геол. рудных м-ий, петр., минер. и геох. АН СССР, вып. 76, 1962.
4. *Бутакова Е. Л., Егоров Л. С.* Меймеча-Котуйский комплекс формации щелочных и ультраосновных пород. В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. 1, Изд-во АН СССР, М., 1962.
5. *Волотовская Н. А.* Щелочной комплекс Малого массива. Матер. ВСЕГЕН, новая серия, вып. 21, 1957.
6. *Гуюмджян О. П.* Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурокар (Пир-Кая) Баргушатского хребта. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XVI, № 3, 1963.
7. *Гуюмджян О. П.* Одновариантные ($n=1$) трехкомпонентные мультисистемы для метасоматических пород нормально-щелочного и щелочного рядов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 4, 1967.
8. *Гуюмджян О. П.* Магматические плутонические формации Западного Баргушата. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXVI, № 1, 1973.
9. *Даминова А. М.* Щелочные породы Центрального Таймыра. Труды Ин-та дружбы народов им. П. Лумумбы, т. 3, «Геология, горное дело и геодезия», вып. 1, 1963.
10. *Дмитриев Э. А.* Геология и петрография щелочных пород Сарыкольского хребта на Восточном Памире. Труды Ин-та геол. Таджикской АН, т. 8, 1964.
11. *Дусматов В. Д.* К минералогии одного из массивов щелочных пород. В кн. «Щелочные породы Киргизии и Казахстана», Изд-во ИЛИМ, Фрунзе, 1968.
12. *Нильский Г. А.* Минералогия щелочных интрузий Туркестано-Алая. Изд-во ЛГУ, 1970.
13. *Кононова В. А.* Уртит-нйолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 60, 1961.
14. *Котляр В. Н.* Памбак (геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении). Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
15. *Куплетский Б. М.* Пироксеновая интрузия у ст. Африканда. Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 12, 1938.
16. *Лавин А. В.* Нефелинизация пироксенитов и жильные нйолиты в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород. Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1963.
17. *Меликсетян Б. М.* О некоторых особенностях процесса турмалинизации. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 5, 1959.
18. *Перчук Л. Л., Русинов В. Л., Татевосян Т. Ш.* Геологические и физико-химические закономерности формирования минеральных ассоциаций массива Пир-Кая Баргушатского хребта Южной Армении. Ученые записки, Ереванский гос. ун-т, т. 99, 1965.
19. *Семенов Е. И.* Минералогия канкринитовых пегматитов и гидротермалитов Тувы. В кн. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов», Изд-во «Наука», М., 1967.
20. *Семенов Е. И., Еськова Е. М., Капустин Ю. Л., Хомяков А. П.* Минералогия щелочных массивов и их месторождений. Изд-во «Наука», М., 1974.
21. *Соболев В. С., Снитковская С. М., Энштейн В. Я.* Первичный магматический гранат (альмадин) в дацитах Закарпатской области. Мин. сб. Львовского мин. об-ва, 9, 1955.

22. Татевосян Т. Ш. Условия образования щелочных снейитов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. VIII, № 5, 1960.
23. Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая, Изд-во ЛГУ, 1966.
24. Фролов А. А. Структурные условия образования формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 35, 1972.
25. Barth T., Ramberg J. Ring complex Fen. Carbonatites, N. Y., 1966.
26. Eckermann H. V. The genesis of the Afnö alkaline rocks. Intern. Geol. Congr., 18-th session, pt. 3, Great Britain, 1948.
27. Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas US. Geol. Surv. Profess. Papers., 1963.
28. Eskola P. On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia. Övers. Finska Vetensk. Soc. Förhandl., 63, Aff. A. 1, 1821.
29. Gittins J. Nephelinization in the Haliberton—Bancroft district, Ontario, Kanada. Journ. Geol., v. 69, 3, 1961.
30. Gomes Celso B. Petrologia do macico alcalino de Itapirapua, SP. "Bol. IGA", 1, 1970.
31. Hewitt D. F. Nepheline syenite deposits of Southern Ontario. Geol. Surv. Canada, v. LXIX, p. 8, 1960.
32. Larsen E. S. Alkalic rocks of Iron Hill, Colorado, Gunnison County. US. Geol. Surv. Profess. Papers, 197 A, 1842.
33. Lawson A. C. On malinite, a family of basic plutonic orthoclase rocks rich in alkalis and lime. Bull. Dep. Geol. Univ. California, 1, 1896.
34. Mecher G. C. Nota sobre o distrito alcalino de Jacupiranga Sao Paulo. Div. Geol. Miner. Notas prelim., 84, 1854.
35. Lowe R. B. Association of columbium minerals and alkaline rocks. Canad. Mineral. J., v. 76, 3, 1965.
36. Shaud S. J. On borolanite and its associates in Assynt. Trans. Edinburgh Geol. Soc., 9, 1910.
37. Zambonini F. Mineralogia Vesuviana, Napoli, 1935.

УДК 551.21:552.3:782.23

Ю. Г. ГУКАСЯН

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ДОЛЕРИТОВЫМИ БАЗАЛЬТАМИ АХУРЯНСКОГО КАНЬОНА И АРАГАЦКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩЕЙ

Арагацкий вулканический массив и расположенный к западу от него эффузивный комплекс бассейна среднего и нижнего течений р. Ахурия, входящие, по Е. Е. Милановскому и Н. В. Короновскому [7], в Арагацкий район Центрально-Армянской вулканической области, изучены достаточно хорошо. Однако об их геологических взаимоотношениях в литературе нет четкого представления.

Собранный геологический материал автора настоящего сообщения, занимавшегося в течение ряда лет (1969—1974) новейшим вулканизмом Арагацкого района, позволяет внести конкретность в этот вопрос и одновременно осветить некоторые петрологические вопросы, связанные с плио-плейстоценовым вулканизмом данного региона.

Широкий круг вопросов геологического строения покровов долеритовых лав как Ахурянского бассейна, так и всей Армении изучен многими исследователями (Аслянян А. Т., Габриелян А. А., Паффенгольц К. Н., Акопян Ц. Г., Адамян А. А., Харазян Э. Х., Гукасян Ю. Г. и др.). Почти единогласно принимается их верхнеплиоценовый возраст, отмечается однородность, выдержанность их состава, принадлежность к трещинному типу извержений и высказывается мысль о связи этих извержений с глубинными разломами сквозного характера.

Верхнеплиоценовые долеритовые базальты Ахурянского каньона проявляют постоянство петрографических особенностей, химического и минералогического составов на всей своей протяженности [7, 11].

Борты каньона р. Ахурия, ограничивающие западное и юго-западное периферические вулканические плато массива Арагац, сложены неоднократно чередующимися потоками долеритовых базальтов, залегающих на сильно дислоцированных отложениях сармата, мэотиса—понта и на более древнем комплексе эоцена и олигоцена. Пачка долеритов на указанном участке обычно перекрывается новейшими туфо-туфолоавовыми образованиями антропогенного возраста.

В строении разрезов каньона р. Ахурия в среднем ее течении (южнее с. с. Ани-пемза, Авдрахман) принимают участие также различные андезитово-базальтовые лавы, излившиеся из многочисленных шлаковых и лавовых конусов, расположенных на том же участке.

В работах А. Т. Асляняна [3, 4], К. Г. Шириняна [15, 16] и других исследователей долеритовые базальты Ахурянского каньона считаются наиболее древними из эффузивов Арагацкой вулканической области,

однако нигде не упоминается о геологическом взаимоотношении последней и вулканогенной толщи Арагаца.

В пределах среднего и нижнего течений р. Ахурян непосредственное соотношение долеритовых базальтов с лавами собственно Арагаца не наблюдается и, следовательно, судить о связи их между собой трудно.

Наиболее полный разрез всей вулканогенной толщи Арагаца вскрывается в глубоких каньонах южного склона р. р. Амберд и Касах, абсолютная отметка дна которых уступает таковой каньона р. Ахурян в среднем ее течении, в зоне наибольшего распространения долеритовых базальтов. В каньоне р. Амберд, в районах с. с. Бюракан, Антарут и низах разреза обнажаются две пачки основных лав, разделенные туфлавовым слоем первого извержения вулкана Арагац. Лавы нижней пачки, относимые П. И. Лебедевым, В. М. Амаряном и автором данной статьи к первому циклу извержения, являются наиболее древними и представлены десятком потоков черных пузырчато-пористых плагиоклазовых андезитов-базальтов. Аналоги этих лав обнажаются в каньоне р. Касах в окрестностях с. с. Мугни, Оганаван, где залегают на пемзово-пемловых образованиях нижнего плиоцена, а последние в пределах Егвардского плато подстилаются (данные бурения) гипсо-соленосными отложениями среднего миоцена [4]. Лавы данной пачки обоих каньонов считаются синхронными и датируются по-разному (нижний плиоцен по В. М. Амаряну [1], верхний плиоцен по А. Т. Аслабяну и В. М. Амаряну [5], олигоцен по К. Н. Паффенгольцу [9,10]). Отметим, что независимо от возраста, эти лавы резко отличаются от долеритов Ахуряна, и сопоставлять их было бы в корне ошибочно.

Андезитов-базальты второй пачки Амбердского каньона, являющиеся продуктами излияния начальной фазы второго цикла, внешне похожи на долеритовые базальты Ахурянского каньона. Не случайно, что ранее исследователи параллелизовали их на основании микроскопических, петрографических и микроструктурных особенностей, в основном опираясь на то, что указанные амбердские лавы, подобно ахурянским, также обладают долеритовой структурой. Наши полевые наблюдения и детальные микроскопические исследования установили, что основные лавы Амбердского каньона вообще лишены долеритовой структуры и мезостазис их существенно стекловатый (микролитовая, гнаоилитовая, реже интерсертальная структуры). Обнаружилось, таким образом, резкое различие в структурном признаке сопоставляемых двух типов эффузивов. Более того, во вкрапленниках порообразующих минералов ахурянских лав присутствуют оливин, авгит и плагиоклаз, тогда как в лавах Амбердского каньона, кроме указанных минералов постоянно присутствует также гиперстен.

Аналогичные андезитов-базальтовые лавы второго цикла извержений Арагаца, кроме Амбердского каньона, обнажаются также в каньоне р. Касах в среднем ее течении, в верховьях р. р. Манташ, Гехадзор, Гехарот, где они залегают в низах разрезов каньонов этих рек, являются

геологическими эквивалентами и повсеместно проявляют идентичность петрографических особенностей и химического состава.

Геолого-петрографическими эквивалентами указанных андезитов-базальтов являются также лавы южного и юго-западного склонов Арагаца, имеющие там ограниченное распространение и связанные с отдельными латеральными и побочными вулканическими центрами.

По схеме В. М. Амаряна [1] в возрастном отношении все указанные андезитов-базальты второго цикла Арагаца синхронны с долеритовыми базальтами Ахуряна и относятся к верхнему плиоцену. Однако, на наш взгляд, исходя из регионально-геологических сопоставлений и стратиграфического положения, указанные лавы второго цикла Арагаца должны относиться к верхам верхнего плиоцена—низам нижнего антропогена. Таким образом, относительно долеритовых базальтов р. Ахурян они должны быть более молодыми. Этот довод подтверждается также данными определений абсолютного возраста, равным для долеритовых базальтов 2,5—3,5 млн. лет [6], а для андезитов-базальтов Амбердского каньона—1,6—2,2 млн. лет (исследования выполнены в лаборатории ядерной геохронологии ИГи АН Арм. ССР Г. П. Багдасаряном и Р. Х. Гукасяном).

Ниже, для сравнения составов сопоставляемых вулканитов, приводятся (табл. 1) результаты химических анализов долеритовых лав из разных пунктов Армении и андезитов-базальтов Арагаца.

Таблица 1

Результаты химических анализов долеритовых лав

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	57,01	55,60	56,14	50,52	50,33	50,00	48,36
TiO ₂	0,77	0,50	0,70	1,22	1,48	1,53	1,60
Al ₂ O ₃	18,22	20,13	17,72	15,47	16,43	16,00	17,03
Fe ₂ O ₃	2,89	5,00	5,60	8,88	6,90	5,43	5,65
FeO	4,75	4,85	1,88	3,25	4,50	5,72	5,00
MnO	0,12	сл.	0,07	0,09	0,10	0,16	0,18
MgO	4,71	3,17	4,28	5,46	5,28	6,87	7,02
CaO	7,05	5,76	7,49	9,14	8,85	8,97	9,01
Na ₂ O	3,55	3,58	3,20	3,91	4,50	4,25	4,00
K ₂ O	1,50	1,14	1,80	1,66	1,70	1,05	0,88
H ₂ O ⁺	0,04	—	0,70	—	3,24	0,10	0,14
н.п.п.	—	—	1,27	0,74	0,43	0,03	0,50
Σ	100,61	100,03	100,85	100,37	100,84	100,13	100,06

Примечание: 1—андезитов-базальт, каньон р. Амберд у с. Антарут, коллекция Ю. Г. Гукасяна, аналитик Л. А. Оганесян; 2—андезитов-базальт, каньон р. Касах у с. Арташаван, коллекция В. М. Амаряна, лабор. Арм. геол. управления [10]; 3—андезитов-базальт, ущелье р. Манташ, верхнее течение, коллекция Ю. Г. Гукасяна, аналитик З. Ш. Гаспарян; 4—базальт долеритовый, каньон р. Ахурян у развалин с. Авдрахман, коллекция Ю. Г. Гукасяна, аналитик З. Ш. Гаспарян; 5—базальт долеритовый, Лорийское плато у с. Куртап, коллекция Э. Х. Харазяна [13], аналитик С. Г. Чаталян; 6—базальт долеритовый, левобережье р. Аргичи у развалин с. Мадина, коллекция Э. Х. Харазяна, аналитик С. Г. Чаталян; 7—базальт долеритовый, ущелье р. Раздан у с. Птгин, коллекция Н. Я. Центер [14], аналитик В. М. Омелеченко.

Единственными лавами, с которыми по составу могут быть сопоставлены долериты р. Ахурян, являются оливниновые базальты, локализованные на северном и северо-западном склонах массива (бассейн р. р. Гехадзор, Манташ) и имеющие ограниченное распространение. Они хотя и имеют близкий петрографический и химический состав с ахурянскими долеритами и нередко обладают полнокристаллической (микродолеритовой, приближающейся к интергранулярной) структурой основной массы, но характеризуются резко порфировым сложением. Генетически их потоки отчетливо связаны с вулканическими конусами бассейна р. Манташ и относятся к третьему и частично четвертому циклам извержений средне-верхнеантропогенного возраста. Описываемые лавы узкими языками спускаются от среднегорных склонов Арагаца, доходят до с. с. Манташ, Сараландж, Еканлар и далее не прослеживаются, оставаясь пространственно разобщенными с ахурянскими долеритами.

Чтобы полностью разобраться в геологическом взаимоотношении ахурянских долеритов и арагацкой вулканогенной толщи, необходимо затронуть, кроме того, вопросы, связанные с центрами и типами извержения сопоставляемых вулканитов, а также эффузивов, слагающих вулканическое плато между р. Ахурян и собственно Арагацким массивом. Так, по мнению А. Т. Асланяна [4], центры излияния верхнеплиоценовых долеритовых лав расположены на гребне и восточном склоне южной части Кечутских гор и в бассейне оз. Арни-лич (вулканы Езнасар, Кармир-блур, Кябир-тапа и др.).

По представлениям Э. Х. Харазяна [12], ахурянские основные лавы (а также долеритовые базальты Лорийского плато и Ахалкалакского нагорья) генетически связаны с глубинным разломом, прорубоченным к осевой части Кечутского хребта.

Описываемые лавы, беря начало из района Кечутских гор и обладая большой подвижностью, протянулись далеко на юг по древнему ущелью р. Ахурян, заливая неровности древнего доверхнеплиоценового рельефа, и покрыли огромные пространства. Эти лавы, вероятно, на своем пути обтекали далекие склоны Палеоарагаца, представляющего собой пенептен (поверхность выравнивания верхнеплиоцен-нижнеплиоценового возраста), выступающий над уровнем моря на 2700—3000 м [5]. В пределах Карс-Эрзерумского плато (Турецкая Армения) потоки долеритовых лав, связанные с Кечутским разломом, возможно, сливаются с аналогичными лавами, генетически связанными с другими глубокими трещинами, зафиксированными в данном регионе Дж. Паскуаре [17].

Многочисленные вулканические плато, отделяющие Ахурянское ущелье от западных и юго-западных склонов Арагаца, сложены в основном андезит-базальтовыми и андезитовыми лавами, перекрытыми на отдельных участках туфо-туфолововым покровом. Первые генетически связаны с многочисленными шлаковыми и лавовыми вулканическими конусами, незакономерно разбросанными на территории Талинского, Анийского, Октемберянского районов и свидетельствующими об ареальном типе вулканизма [16].

Арагац, согласно современным исследованиям [2, 3, 5], представляет собой громадный щитовидный полигенный стратовулкан центрального типа с кратером, расположенным в северо-восточной части щита и служившим основным центром извержения главной массы эффузивов.

Резюмируя все вышесказанное, можно заключить, что долеритовые базальты Ахурянского каньона не обнаруживают связи с эффузивами вулканогенной толщи Арагаца и, следовательно, не являются ее основанием, как это принималось ранее.

Ахурянские долериты своим происхождением обязаны трещинному типу извержений, основной центр которых находится далеко за пределами Арагацкого массива, в то время, как основная масса эффузивов Арагаца является продуктом извержения центрального типа из кратера одноименного вулкана. Наконец, территориальная разобщенность, внешние различия, микроструктурные и петрографические особенности, минеральный и химический состав сравниваемых эффузивов, позволяют относить их к разным петрографическим провинциям или формационным типам. Можно, таким образом, сделать вывод о происхождении долеритовых базальтов р. Ахурян и вулканитов массива г. Арагац из различных магматических расплавов, приуроченных к отдельным, разобщенным друг от друга, магматическим бассейнам.

Институт геологических
наук АН Армянской ССР

Поступила 18.XI.1975.

Յու. Գ. ԳՈՒԿԱՅԱՆ

ԱՆՈՒՐՅԱՆԻ ԿԻՐՃԻ ԳՈՒՆԵՐԻՏԱՅԻՆ ԲԱԶԱԼՏՆԵՐԻ ԵՎ ԱՐԱԳԱԾԻ ՀՐԱԲԵՆԱԾԻ, ՀԱՍՏՎԱԾԻ ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ՓՈԽՀԱՐԱԲԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Արագածի հրաբխածին հաստվածքի հիմքային ապարների և Ախուրյանի գոլերիտային բազալտների պետրոգրաֆիական, միներալոգիական և պետրոքիմիական առանձնահատկությունների մանրակրկիտ ուսումնասիրության, ինչպես նաև համեմատող էֆուզիվների ուղիղալ երկրաբանական համադրման տվյալների հիման վրա բացառվում է գեներտիկ կապը վերջիններիս միջև: Հետևություններ են արվում այն մասին, որ Ախուրյանի գոլերիտային բազալտները և Արագածի էֆուզիվ ապարներն իրենց ծագմամբ կապված են միմյանցից մեկուսացված, տարբեր կազմի հալոցքներ պարունակող մագմատիկ օջախների հետ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Амарян В. М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVI, № 5, 1963.
2. Амарян В. М. Строение и происхождение Арагаца. Бюлл. МОИП отд. геол., № 1, 1965.

3. Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. Докл. АН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1950.
4. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
5. Асланян А. Т., Амарян В. М. Вулкан Арагац. Вопросы вулканизма. Тр. перв. всесоюзн. вулкан. совещ. Изд-во АН СССР, М., 1962.
6. Багдасарян Г. П. Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1972.
7. Гукасян Ю. Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурия (окрестности с. Ваграмаберд). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1970.
8. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Недра», М., 1973.
9. Паффенгольц К. Н. Алагёз и его происхождение. Природа, № 6, 1939.
10. Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
11. Харизян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурия (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
12. Харазян Э. Х. Центры извержений в районе Кечутского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
13. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
14. Центер Н. Я. О последовательности кристаллизации минералов в плiocен-четвертичных базальтах Приереванского района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1974.
15. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
16. Ширинян К. Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5—6, 1967.
17. Pasquare G. Cenozoic volcanics of the Erzerum area (Turkish Armenia). Geologische Rundschau, Band 66, Heft 3, Stuttgart, 1971.

УДК 553.81.553.068 (471.501)

Ф. В. КАМИНСКИЙ, Р. Г. ГЕВОРКЯН

НЕКИМБЕРЛИТОВЫЕ ПЕРВОИСТОЧНИКИ АЛМАЗОВ

За последние несколько лет площадь находок алмазов сильно расширилась. Алмазы найдены в Казахстане, Армении, на Камчатке; причем в ряде случаев обнаружение алмазов в тех или иных районах и породах не согласуется с традиционными представлениями об их генезисе, в частности — с представлениями о том, что единственным генетическим типом коренных месторождений алмазов являются кимберлитовые тела, развитые в пределах древних платформ.

Мысли о том, что алмазы могут встречаться не только в кимберлитовых породах, высказывались и раньше. Эту идею предлагали канадские геологи [16], затем, на основании изысканий в Саянах, — М. Ф. Шестопалов [15]. В. С. Трофимовым [13] был даже выделен особый «канадский тип» месторождений алмазов в перидотитах, что, однако, вызвало ряд возражений [7]. К заключению о некимберлитовом происхождении алмазов орогенных областей пришел на основании исследований уральских алмазов А. А. Кухаренко [4]. Долгое время существовала значительная неопределенность в этом вопросе, обусловленная, с одной стороны, недостоверностью или неподтвержденностью первых находок алмазов в перидотитах и, с другой стороны, сосредоточением практических и научно-исследовательских работ на кимберлитах.

Наличие в этом вопросе весьма интересных и нерешенных явлений, а также находки в последнее время алмазов в перидотитах, эклогитах, базальтах побуждают нас вновь поставить вопрос о возможных некимберлитовых первоисточниках алмазов.

Алмазы из россыпей в орогенных областях

Многие десятилетия известны россыпи алмазов в орогенных областях альпийского и герцинского возраста: в Западно-Тихоокеанском (Калимантан, Суматра, Ява, Таиланд) и Восточно-Тихоокеанском (хребты Сьерра-Новада и Каскадные горы) поясах, в Анналачах, в Восточно-Австралийской складчатой области, на Урале в СССР.

Данные по физическим свойствам и морфологии алмазов этих россыпей носят отрывочный характер и не дают возможности их систематизировать. Установлено, что в большинстве случаев кристаллы округлы, имеют обычно октаэдрический габитус, во многих случаях окрашены (чаще всего в желтоватый цвет). В штате Новый Южный Уэльс (Восточная Австралия) найдено несколько зерен карбонадо.

Наиболее специфическим признаком алмазных россыпей орогенных областей является комплекс минералов-спутников алмаза. Как правило, все россыпи разрабатываются попутно с извлечением золота (которое обычно отсутствует в платформенных россыпях алмазов); сопутствующими минералами являются платина, осмистый приди, лаурит (суль-

фид. рутения), корунд (сапфир), хромит, шпинель, циркон, реже гранат альмадинового состава, немагнетизмальный ильменит и другие.

Все эти минералы не характерны для кимберлитовой ассоциации, а первые из перечисленных обычно связаны с гипербазитами. Поэтому естественно искать связь алмазов россыней орогенных зон с ультраосновными породами и анализ геологической ситуации подтверждает наличие такой связи. В большинстве случаев золото-алмазные россыпи пространственно связаны с крупными массивами (о-в Калимантан) и поясами перидотит-серпентинитовых пород (Тихоокеанское побережье Северной Америки, крупнейший пояс Аппалачей, Восточная Австралия, Урал).

В одном из районов — на юго-востоке о-ва Калимантан — установлена алмазность «кимберлитоподобных» брекчий хребта Бобарис, которые считаются источниками алмазов этого района [19]. В связи с тем, что некоторыми исследователями эти породы параллелизуются с кимберлитовыми породами и даже относятся к таковым (приводясь в качестве «доказательства» возможного распространения кимберлитовых трубок в орогенных областях), кратко остановимся на их характеристике. Здесь известны две «трубки» — Хауэран и Памали, сопряженные с серпентинитами, причем вторая почти целиком залегает среди этих пород. Характеристика этих тел как «трубок», судя по материалам Ван Беммелена [14], не может считаться твердо установленной: геологические материалы и степень изученности участков с равной степенью вероятности позволяют предполагать, что это — фациальные разновидности перидотитов и серпентинитов, связанные с ними постепенными переходами. Такие фациальные переходы от массивных серпентинитов или перидотитов к брекчированным разностям автолитового характера не являются редкостью для гипербазитовых массивов, в частности, они наблюдались нами прошлым летом в Желтореченском массиве в Армении.

Еще одной важной особенностью брекчий Калимантана является полное несоответствие их минералогического и химического состава с составом кимберлитовых пород. Для калимантанских брекчий характерно присутствие, помимо оливина, нироксена и роговой обманки и отсутствие гипоморфных минералов кимберлитов — граната-пирона, пикроильменита, хромдиоксида, флогопита, а также отсутствие включений типа пиритовых перидотитов и эклоитов. Это выражается и в химическом составе пород: в брекчиях Памали, по сравнению с кимберлитовыми, содержится значительно больше кремнезема и глинозема и практически отсутствует калий (табл. 1).

Таким образом, предположения о том, что источниками алмазов в россыпях орогенных зон являются массивы и пояса гипербазитов-серпентинитов, можно считать вполне оправданным. Ряд находок алмазов (в том числе последних лет) непосредственно в гипербазитах укрепляет нас в этом мнении.

В Армении, вслед за случайной находкой двух крупных кристаллов алмаза [1], были предприняты систематические и планомерные поисковые работы в районе находки (склоны Базумского хребта и бассейн Известие, XXIX, № 2—3

Таблица I

Химические составы брекчий о-ва Калимантан и кимберлитовых пород Якутии

Оксиды	Брекчий Памали	Кимберлитовые породы Якутии (623 ан.)	Оксиды	Брекчий Памали	Кимберлитовые породы Якутии (623 ан.)
SiO ₂	38,30	27,64	CaO	10,83	14,13
TiO ₂	0,17	1,65	Na ₂ O	0,25	0,23
Al ₂ O ₃	6,09	3,17	K ₂ O	0,00	0,79
Cr ₂ O ₃	0,56	0,14	P ₂ O ₅	0,04	0,55
Fe ₂ O ₃	6,01	5,40	S общ.	0,14	0,24
FeO	4,47	2,75	CO ₂	0,28	10,84
NiO	0,13	0,11	H ₂ O	8,85	—
MnO	0,09	0,13	H ₂ O ⁺	1,42	7,89
MgO	22,56	24,31			
			Сумма Источник	100,19 Трофимов, [14]	100,00 Изупин и Луца, [2]

р. Дзорагет), а также вдоль офиолитовых поясов Армении. В итоге проведенных исследований было обнаружено около трех десятков кристаллов мелких алмазов [5, 9]. Преобладающая часть кристаллов была найдена в аллювии рек бассейна р. Дзорагет, размывающих расположенные в верховьях массивы гипербазитов. А на последнем этапе работ (1975—1976), с помощью винтового шлюза и методики ЦНИГРИ—силошного химвыщелачивания были выявлены мелкие алмазы на северо-восточном побережье оз. Севан в непосредственной близости от Джильского массива серпентинитов, а также в коренных брекчированных перидотитах верховьев р. Дзорагет.

Последние находки алмазов на Севанском и Дзорагетском участках показали очевидную связь их с массивами ультраосновных пород вдоль всего Амасия-Севано-Акеринского гипербазитового пояса.

Все указанные мелкие зерна алмаза обнаружены в материале крупностью 1,0—0,65 мм. Размеры зерен находятся в пределах 0,1—0,3 мм. Кристаллы представлены различными морфологическими типоморфными индивидуумами [1]. Первоначальный объем обрабатываемых проб из россыпей не превышал 1 м³. Изученные кристаллы алмаза были извлечены методами пенной флотации и винтового шлюза с последующей химической обработкой концентрата по общей схеме, разработанной в ИМР (Симферополь), а также по методике силошного химвыщелачивания ЦНИГРИ.

Наше внимание при проведении поисков было сосредоточено на двух важных обстоятельствах:

1. Число мелких алмазов значительно превышает количество крупных, а, следовательно, вероятность обнаружения и констатация алмазности в несколько раз выше. Это особенно важно в каждом новом и плохо изученном районе на начальном этапе работ.

2. Установление алмазности аллювиальных отложений рек, размывающих гипербазитовые массивы, расположенные по всей полосе структурно-офиолитовых зон Армении (Севано-Амассийская, Приарак-

синекая), могло бы расширить возможности прогнозирования также и в пределах ряда районов страны с предполагаемыми некнимберлитовыми источниками алмазов.

Алмазы в гипербазитах

Сведения о находках алмазов в гипербазитах содержатся как в работах первой половины века, так и получены в последнее время. Прежде всего, следует указать на данные О. Штуцера [22] о находке в бассейне р. Саравак (юго-восточный Калимантан) гальки серпентинита с алмазом. Эти данные до сих пор не опровергнуты, но и не подтверждены. Однако нет оснований считать их ошибочными.

Менее достоверны сведения о находках алмазов в измененных перидотитах массива Туламы ($1,6 \times 4,8$ км, штат Британская Колумбия, Канада), которые были приурочены к хромитовым сегрегациям [16]. Ревизионное опробование не подтвердило этих находок [17], а позднее выяснилось, что за алмаз принимался периклаз, образовавшийся при термической обработке первых проб [23].

Сложнее обстоит дело с находкой в 30-х годах алмазов в Китайских Альпах (Восточный Саян), в маломощных (10—15 см, иногда до 10 м) жилах, сложенных брекчированными перидотитами со значительным содержанием аморфного углерода [15]. В послевоенные годы, основываясь на материалах ревизионного опробования, Н. П. Михайлов и Е. Д. Полякова [7] заключили, что в Саянах за алмазы принимались карбиды, получившиеся при подготовке первых проб для химического разложения. Но это заключение вряд ли можно считать окончательным, поскольку М. Ф. Шестопаловым приводится ряд характеристик кристаллов, свойственных только алмазу: изотропность, величина показателя преломления 2,36—2,39, сгорание в струе кислорода при температуре 700—800°C без твердого остатка и, наконец, повышенная твердость минерала не только по сравнению с корундом, но и с карборундом. Было бы желательно провести повторную ревизию находок М. Ф. Шестопалова.

В 50-х годах Н. М. Успенским, по устному сообщению А. А. Кухаренко, в перидотитах Каменушинского массива на Урале был найден небольшой кристалл алмаза осколочной формы.

В последние годы поступили сведения о наличии алмазов в гипербазитах Армении. Здесь, в пределах Севано-Амасийского офиолитового пояса, в одном из обломков ультраосновной породы в верховьях р. Дзорагет было найдено два октаэдра алмаза весом 10,5 и 11 мг. В дальнейшем, в 1971—74 гг. в аллювии р. Дзорагет и ее притоков, а также непосредственно под серпентинитами северо-восточного берега оз. Севан было найдено еще около 30 мелких кристаллов алмаза.

Результаты детальных электронномикроскопических исследований армянских алмазов приводят к выводу о том, что их можно отнести к кристаллам, близким по своим характеристикам к синтетическим алмазам, либо к внешним зонам природных алмазов Якутии IV разновидности. При этом можно считать, что обилие дислокаций и характер распре-

деления включений свидетельствуют об условиях роста в системах с высоким пресыщением, т.е. при сравнительно низких температурах, давлениях и при значительно высоких скоростях. Подобные условия, разумеется, резко отличны от условий роста большинства якутских алмазов.

Петролого-геохимические исследования пар породообразующих минералов указывают на малую глубину (около 15 км) образования первоначальных пород офиолитовой ассоциации Армении. Это подтверждается резким преобладанием альмандиновой и андрадитовой составляющей в гранатах, низким содержанием глинозема в ортопироксенах, жадентового и хромового компонентов в клинопироксенах, высокой титанистостью пльменитов и низкой глиноземистостью шпинелей. Наиболее высоким уровням давления отвечают парагенезисы минералов из фаций глаукофановых сланцев, коровых эклогитов и др. на крайнем северо-западе Севано-Амасийского пояса.

«Геохимическая инверсия» и появление индекс-минералов высоких давлений — алмаза и муассанита в указанных условиях, следует рассматривать как устойчивые метастабильные ксенокристы — акцессории из подвергшихся плавлению пород типа гранатовых перидотитов с родоначальной матрицей океанических толетитов.

Факт находок алмаза в гниербазитах сейчас не вызывает сомнений. Проблема заключается в том, чтобы оценить возможное практическое значение этого факта как для коренных, так и для россыпных месторождений.

Алмазы в эклогитах

Если история находок алмазов в перидотитах охватывает довольно большой промежуток времени, то вопрос об алмазах в эклогитах возник совсем недавно.

В 1967 г. сотрудниками ИМР при изучении трех проб из титано-циркониевых россыпей Северного Казахстана было обнаружено около 250 мелких зерен алмаза [3]. В следующем, 1968 г., А. А. Заячковским, в аллювии плагноклазовых эклогитоподобных пород на южном берегу оз. Кундыкуль, был найден кристалл алмаза весом 4,7 мг [10]. В последнее время здесь в эклогитах найдено еще несколько мелких кристаллов алмаза. Интересно отметить, что среди казахстанских алмазов преобладают кубические и нелюминесцирующие кристаллы.

Других находок алмаза в эклогитах сейчас неизвестно, однако небезынтересны исследования по составу включенных в некоторые алмазы минералов эклогитовой ассоциации.

Результаты анализов бледно-оранжевого граната и клинопироксена-омфацинта из уральского алмаза были приведены в работе Н. В. Соболева с соавторами [12]. Мы попытались воспользоваться этими данными для определения РТ-условий кристаллизации ассоциации методом Л. Л. Перчука [8]. Результаты оказались следующими (табл. 2): давление 16 кбар, температура 1050°C. Еще две пары анализов граната и пирита, заключенных в одном из южноафриканских алмазов и в алмазе из эклогита трубки Мир, даны в недавно опубликованных статьях Г. О.

Таблица 2

Химические составы минералов эклогитовой ассоциации, включенных в алмазы и параметры их кристаллизации

Окислы и параметры	Урал		Южная Африка		Якутия, трубка Мир	
	гранат	пироксен	гранат	пироксен	гранат	пироксен
SiO ₂	39,9	55,0	40,1	52,9	40,0	54,8
TiO ₂	1,18	0,26	0,64	0,16	0,46	0,48
Al ₂ O ₃	21,0	5,12	20,7	5,78	22,0	9,79
Cr ₂ O ₃	0,15	0,06	0,05	0,02	0,04	0,05
V ₂ O ₃	—	—	—	0,00	—	—
FeO	15,2	5,83	14,5	7,67	20,9	4,94
MnO	0,21	0,02	0,54	0,13	0,52	0,07
NiO	—	—	—	0,01	—	—
MgO	11,7	12,3	9,25	12,6	9,02	8,97
CaO	11,1	16,6	13,9	19,0	8,18	13,1
Na ₂ O	0,17	3,93	0,09	2,30	0,17	6,70
K ₂ O	0,00	0,00	—	0,01	—	0,30
Сумма	100,31	99,83	100,1	100,0	101,29	99,20
i Mg	0,586	0,789	0,535	0,743	0,432	0,805
i Ca	0,289	0,822	0,365	0,900	0,221	0,679
K _D ^{Mg}	0,38		0,40		0,19	
K _D ^{Ca}	0,35		0,41		0,33	
P кбар	16		17,5		12,5	
t°C	1050		1150		1030	
Источник	Н. В. Соболев и др. [12]		Meyer и Boyd [20]		В. С. Соболев и др. [11]	

Мейера и Ф. Р. Бойда [20] и В. С. Соболева с соавторами [11]. Аналогичные вычисления дали цифры: 17,5 кбар и 150°C 12,5 кбар и 1030°C.

В. А. Милашев [6] считает, что определение температуры кристаллизации ассоциации гранат-клинопироксен по диаграмме Л. Л. Перчука дает систематически заниженные результаты. Однако, и в этом случае, а также при всех возможных неточностях определений, получаемые параметры находятся в метастабильной для алмаза области. Предположения о генетической причине такого явления мы попытаемся сделать позднее, а сейчас важен следующий вывод: кристаллизация алмаза в области условий эклогитовой фации метаморфизма вполне возможна и реально наблюдается в природе.

Алмазы в базальтах

До последнего времени сведений о находках алмазов в базальтоидных породах не было, а единственное указание на связь алмазов с силлом диабазов в Новом Южном Уэльсе (Австралия) было явно недостоверным. Однако, недавно, в 1971 г., в протолочной пробе голоценовых базальтов вулкана Ича (Средний хребет Камчатки), геологом Ф. Ш. Ку-

тыевым было найдено несколько кристаллов алмаза размером 0,1—0,2 мм. Диагностика этих кристаллов подтверждена рентгеноструктурным методом, причем один из алмазов оказался в сростке с плагиоклазом (Ю. С. Геншафт, устное сообщение).

В связи с этим большую достоверность приобретает заметка В. Ф. Гизолфа [18] о том, что в бомбе вулкана Гунунг-Руанг (в Сангирском архипелаге к северу от о-ва Целебес) им были найдены небольшие кристаллы алмаза. Возможно, и здесь мы сталкиваемся с новым типом первоисточников алмаза.

Заключение

Таковы новые данные о некимберлитовых первоисточниках алмаза, которые побудили нас поднять этот вопрос. В заключение хотелось бы остановиться на двух моментах:

1. Какое промышленное значение могут иметь находки такого рода?
2. Какую теоретическую базу мы можем предложить для объяснения имеющихся фактов?

Данных, которыми мы располагаем, сейчас недостаточно для определенного ответа как на первый, так и на второй вопросы.

Ответ на первый вопрос может быть, на наш взгляд, положительным: с некимберлитовыми первоисточниками алмазов могут быть связаны месторождения, во всяком случае — россыпные. Уже сейчас ряд россыпей, в том числе уральские, успешно эксплуатируется. Здесь следует обратить внимание на две задачи, чрезвычайно важные при проведении практических работ.

Первая задача — выяснение и, в дальнейшем, выделение алмазоносных фациальных разностей гипербазитов, разработка критериев их алмазоносности. Это позволит перейти к научно-обоснованному прогнозированию алмазоносности орогенных зон, разумеется, с применением геоморфологического и других видов анализов.

Вторая задача — поиски по известным россыпям коренных источников алмазов. Возможно, в ряде мест и имеется привное алмазов в предгорные области из кимберлитовых трубок, расположенных на платформе. Однако, не менее перспективными могут оказаться поиски алмазов в пределах поясов развития ультраосновных пород. Трудно предугадать, какие содержания алмазов мы можем встретить в гипербазитах. Но большие размеры ультраосновных массивов позволяют рассчитывать на то, что и значительно меньшие, чем в кимберлитовых трубках, содержания алмазов могут представлять промышленный интерес.

Что касается алмазов эколитового и базальтового генезиса, то здесь для постановки вопроса о промышленном их значении необходимо убедиться в наличии в них крупных кристаллов алмаза.

Вопрос о генезисе алмаза в гипербазитах представляется следующим образом. Если принять взгляды многих исследователей офиолитовых поясов у нас в СССР и за рубежом о «протрузивном» происхождении массивов гипербазитов, то, в принципе, для нахождения в этих массивах

алмазов нет никаких противопоказаний. Вопрос заключается лишь в отыскании тех условий, которые способствовали сохранению (или неполному растворению) ксенокристов—кристаллов алмаза в продуктах верхней мантии. Такие условия могли создаваться в участках массивов со специфическими фаціальными признаками.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов. Москва,
Ереванский политехнический
институт им К. Маркса

Поступила 10.XII.1975.

Յ. Վ. ԿԱՄԻՆՍԿԻ, Ռ. Գ. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԱԼՄԱՍՆԵՐԻ ՈԶՔԻՄԲԵՐԼԻՏԱՅԻՆ ՍԿԶԵՆԱԳԲՅՈՒՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

ՍՍՀՄ տարածքում ուլտրահիմքային ապարներում, էկլոզիտներում և բազալտներում ալմաստների նոր հայտնադործությունների կապակցությամբ հոգվածում հարց է բարձրացվում ալդ ապարների՝ որպես ալմաստների նոր աղբյուրի գործնական նշանակության վերաբերյալ: Օրոգեն շրջաններում ալմաստների բաղմամբիվ ցրտները բնորոշվում են այնպիսի ուղեկից միներալներով (ոսկի, սլլատին, օսմիական իրիդիում, կոբոլտ, շափյուղա), որոնք քիմերիլիտային ասոցիացիայում չեն հանդիպում: Ալդ շրջաններում ալմաստային ցրտները գործնականորեն կապված են հիպերբազիտ-սերպենտինիտային զանգվածների և գոտիների հետ, իսկ Ռւրալում և Հայաստանում ալմաստներ են հանդիպել ուլտրահիմքային ապարներում:

Ալդ կապակցությամբ ալպինատիպ հիպերբազիտները դիտվում են որպես ալմաստների աղբյուր: Ղապախստանում ալմաստները հանդիպել են էկլոզիտներում, Կամչատկայում՝ բուդալտներում. ալդ ապարների ալմաստաբեր նշանակովյունը զեռես լիովին պարզաբանված չէ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Геворкян Р. Г., Дүденков Ю. А., Ключев Ю. А., Непица В. Н., Павленко А. С., Платонов Г. Л., Шмаков В. С.—О находке и исследовании первых кристаллов алмаза в Армении. ДАН Арм. ССР, т. 61, № 3, 1975.
2. Илупин И. П., Лутц Б. Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. Сов. геология, № 6, 1971.
3. Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. О некоторых особенностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана. Тр. Минералогич. музея АН СССР, вып. 21, 1972.
4. Кухаренко А. А. Алмазы Урала. Госгеолтехиздат, Л., 1955.
5. Каминский Ф. В., Прокончук Б. Н. Новые источники алмазов. «Природа», № 10, 1971.
6. Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. «Недра», Л., 1972.
7. Михайлов Н. П., Полякова Е. Д. Об одном ошибочно выделенном типе коренных месторождений алмаза. Сов. геология, № 6, 1959.

8. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», М., 1970.
9. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Паламджян С. А., Егоров О. С. К вопросу об алмазности гипербазитовых поясов Армении. «Геохимия», № 3, 1974.
10. Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива. ДАН СССР, т. 203, № 3, 1972.
11. Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г. Включения в алмазе из алмазопосного эклогита. ДАН СССР, т. 207, № 1, 1972.
12. Соболев Н. В., Гневушев М. А., Михайловская Л. Н., Футергендлер С. И., Шеманин Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах. ДАН СССР, т. 198, № 1, 1971.
13. Трофимов В. С. Канадский тип месторождений алмаза и перспективы обнаружения его на территории Союза. Разведка недр, № 7, 1939.
14. Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. «Недра», М., 1967.
15. Шестопалов М. Ф.—Ультраосновной массив Китайских Альп Восточного Саяна и связанные с ним месторождения. Труды ЦНИИ камней-самшветов, М.-Л., 1938.
16. Camsell G. A. New diamond locality in the Tulameen district, British Columbia. Econ. geol., v. 6, 1911.
17. Fields D. S. M. The question of diamonds in Canada. Journ. Geol., v. 2, 1949.
18. Gisolf W. F. Proc. Kon. Akad. v. Wetensch., te Amsterdam 26, № 7—8, 1923, ss. 510—512.
19. Koolhoven W. C. B. Het primaire diamantvorkomen in Luid-Borneo. De Mijning, 14, Bandocng, 1933, ss. 138—144.
20. Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim. et Cosmochim. acta, v. 36, № 11, 1972, pp. 1955—1973.
21. Sinkankas J. Gemstones of North America. Toronto, N. Y., London, 1959.
22. Stulzer O. Die Lagerstätten der Edelsieine und Schmucksteine. Die wichtigste Lagerstätten der „Nicht-Erze“. Band VI, Berlin, 1935.
23. Trail R. J. A catalogue of Canadian minerals. Geol. Surv. of Canada. Paper 69—45, Ottawa, 1970.

УДК 550.31:551.24

О. В. МИРОШНИКОВА, Р. П. СЕПОЯН, А. А. ХАЛАТЯН, Ю. Г. ШОПИН

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТониКИ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Существующее металлогеническое районирование юго-восточной части Малого Кавказа основано на выделении продольных рудных зон по тектоно-магматическому признаку [2]. Эта закономерность, в частности, отмечается многими исследователями в Кафанском районе, которые подчеркивают рудоконтролирующую роль меридиональных разрывов. Проведенные в последнее время детальные комплексные геофизические исследования свидетельствуют о более сложной зависимости распределения месторождений и рудопроявлений меди и полиметаллов и, прежде всего, о большом рудоконтролирующем значении крупных близширотных (поперечных) разломов. В настоящей статье приводятся некоторые результаты геофизических исследований глубинного строения Кафанского района и роли разрывных нарушений в формировании рудных месторождений.

По современным представлениям главным рудоконтролирующим фактором в рассматриваемом районе считается стратиграфический, поскольку медное оруденение приурочено к верхнебайосскому горизонту средней юры.

Структурный контроль выражен в четкой пространственной связи рудоносных участков с крупными дорудными разломами. Как правило, такие зоны приурочиваются к сводовым частям антиклинальных складок и представляют значительный поисковый интерес. В соответствии с этим основной задачей геофизических работ явилось изучение глубинного строения рудного поля, с целью выявления пикативных и разрывных структур, в которых могут быть локализованы промышленные месторождения меди и полиметаллов. Решение этой задачи проведено на основе данных, полученных в результате сейсмических наблюдений с привлечением материалов других геолого-геофизических работ.

В геологическом строении района принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы юрского и мелового возраста, входящие в нижнеальпийский структурный ярус, который подразделяется на два подъяруса—нижний и верхний [1]. Вулканогенные образования нижнего подъяруса (средняя юра), слагающие ядра Кафанского антиклинория, представлены порфиритами и их туфами, а также толщей переслаивающихся осадочных и вулканических пород. Верхний структурный подъярус сложен вулканогенно-осадочными отложениями верхнего отдела юрской системы (оксфордский и киммерийский ярусы, неразделенные) и состоят из пирокластических пород (песчаники, туфоконгломераты, гравеллиты) и порфиритов среднего и основного состава.

Меловые отложения распространены на периферийных участках— на западе и востоке района; представлены терригенно-карбонатными породами с прослоями диабазовых и андезитовых порфиритов. Отложения неогеновых и четвертичных систем выражены потоками лав андезитового и базальтового состава. На большей части территории исследований коренные породы перекрыты аллювиальными и делювиальными наносами небольшой мощности.

Среди собственно интрузивных пород, развитых в пределах Кафанского поля, выделяются кварцевые порфиры, альбитофиры, габбро-диабазы, которые образуют небольшие жильные и дайкообразные тела. В южной части района на площади 4×20 км обнажаются породы Цавской интрузии, состоящей из диоритов, габбро, гранодиоритов и гранитов. Пространственно с интрузией связаны рудопроявления полиметаллов.

Главной структурой района является Кафанская брахиантиклиналь северо-западного направления с пологим ($15-20^\circ$) северо-восточным и более крутым ($25-30^\circ$) юго-западным падением крыльев. Наиболее сильно дислоцированы породы в ядре Кафанской структуры, где углы падения составляют $35-50^\circ$. Здесь широко развита система дизъюнктивных нарушений, которые пересекают и смещают на значительные расстояния (сотни метров) весь комплекс пород, слагающих эту структуру.

Маршруты сейсмических наблюдений методом отраженных волн, выполненные с учетом высокогорного рельефа местности, пересекают Кафанскую структуру в разных направлениях и образуют неправильную сеть профилей общей протяженностью около 200 км. Несмотря на разный характер детальности отдельных маршрутов наблюдений, все они содержат информацию о структурах, выходящих на поверхность и скрытых на глубинах до 3 км. Общие особенности строения среды получены в результате анализа волновых полей, зарегистрированных на территории исследования, а также рассмотрения характера распределения отражающих элементов и скоростных параметров в разрезах сейсмических профилей.

Данные скоростных и плотностных определений, полученные по материалам обработки годографов сейсмических волн и лабораторных измерений на образцах, свидетельствуют о сильной изменчивости физических характеристик пород, залегающих в различных геологических условиях. Наибольшей неоднородностью характеризуются отложения юрского возраста в своде Кафанского поднятия (скорость продольных волн меняется от 3,5 до 6,5 км/сек, плотность—от 2,3 до 2,8 г/см³), представленные вулканогенно-осадочными породами и пересеченные многочисленными дайками, малыми интрузиями и зонами разломов. Литолого-петрографическая неоднородность пород обуславливает изменчивость величин перепада физических параметров на их контактах и, естественно, приводит к ухудшению записи отраженных волн. К относительно выдержанным сейсмическим границам следует отнести границу раздела кварц-плагиоклазовых и эпидотизированных порфиритов, а также по-

дошву верхнесюрского комплекса пород, являющихся объектами поисковых исследований. Соотношение скорости продольных волн на этих границах достигает 0,75–0,7 и разность величины плотности—0,1–0,06 г/см³.

Высокими значениями упругих параметров ($V_{ср}=5,5$ км/сек, $\sigma_{ср}=2,6–2,8$ г/см³) характеризуются известняки, дайки, базальтовые и андезитовые порфириды, породы Цавской интрузии. Перепад значений упругих параметров на контактах интрузивных массивов и литолого-стратиграфических горизонтов усиливается, если они контролируются зонами разломов и гидротермальных изменений [8]. От зон тектонических нарушений и даек регистрируются отраженные волны, не уступающие по своей выразительности волнам, образованным на контактах литологических слоев. Отсюда возникает неодинаковая степень проявления в волновых полях отражений, связанных с литологическими контактами и зонами тектонических нарушений. В периклинальных частях структуры литологические границы относительно устойчивы, имеют пологие углы падения и весьма четко прослеживаются по отраженным волнам. По мере приближения к сводовой части структуры преобладающее значение в сейсмических разрезах приобретают крутонападающие границы, соответствующие зонам тектонических нарушений и литолого-петрографическим неоднородностям.

При переходе от профильных к площадным геофизическим исследованиям района были привлечены материалы гравимагнитных съемок и данные аэрофотосъемок и космического дешифрирования. Отчетливая дифференциация геологического разреза по плотности, совпадение плотностных границ с геологическими контактами пород благоприятствуют использованию гравиметрических данных для изучения строения района [6, 7]. Структурные особенности района и магматизм отражаются в характере локальных гравитационных аномалий.

Для истолкования аномалий силы тяжести были привлечены материалы массовых измерений плотности горных пород по образцам, на основе которых определены закономерности изменения плотности по разрезу и площади. При рассмотрении этих данных было установлено, что локальные аномалии чаще всего обуславливаются не структурными формами границ, а физико-литологической неоднородностью разреза. Подтверждением этого явились результаты количественных расчетов для моделей сред, построенных по данным сейсмических разрезов и скважин, которые показали, что локальные аномалии вызваны, главным образом, вертикальной слоистостью, блоковым строением среды (рис. 1).

В магнитном поле отчетливо вырисовываются разрывные нарушения, выполненные изверженными основными породами, или контакты пород с разной намагниченностью. Для прослеживания тектонических нарушений, были использованы известные критерии их выделения в геофизических полях: линейные зоны высоких градиентов гравитационного поля, смещение в плане осей аномалий, изгибы изолиний и т. п. Сопоставление результатов интерпретации геофизических данных с систе-

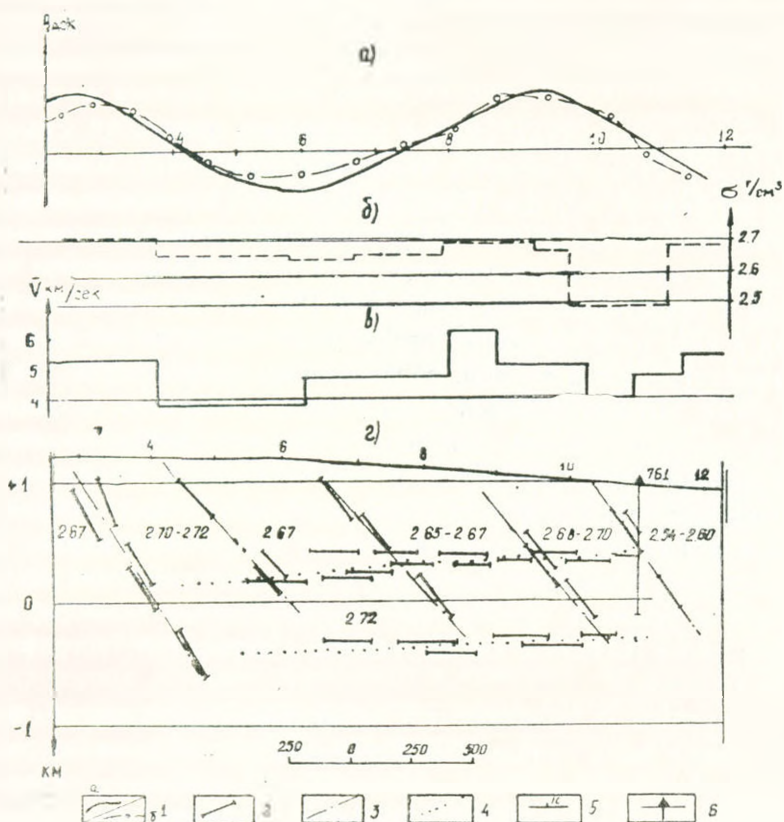


Рис. 1. Характер блокового строения и разрывной тектоники вулканогенно-осадочных пород Кафанского района на одном из участков маршрутов геофизических наблюдений. а) Теоретический и экспериментальный график локальных аномалий гравитационного поля, б) график плотности пород, в) график скорости продольных волн, г) сейсмический разрез профиля VII, проходящего по направлению с. Шабалин—с. Халадж. 1—теоретические (а) и экспериментальные (б) кривые аномалий гравитационного поля, 2—отражающие площадки, 3—зоны тектонических нарушений, ограничивающие участки пород с различной плотностью, 4—сейсмические границы, соответствующие литолого-стратиграфическим контактам пород, 5—пикеты геофизических наблюдений, 6—скважина.

мами разломов, установленными геологическими наблюдениями, а также с характером магматизма позволило провести тектоническое районирование Кафанского рудного района и получить новые данные о структурах, контролирующих оруденение (рис. 2).

Одним из основных результатов интерпретации геофизических материалов явилось установление важной роли поперечной близширотной зональности в строении Кафанского района. Эти зоны контролируют структуру в целом, и отдельные ее элементы ограничивают ядро структуры, контуры предполагаемой по данным гравirazведки глубинной интрузии, расчленяют структуру на более мелкие поперечные блоки. Наряду с этим выделен и подтвержден ряд разломов диагональных и меридиональных направлений. При сквозном прослеживании широтных и

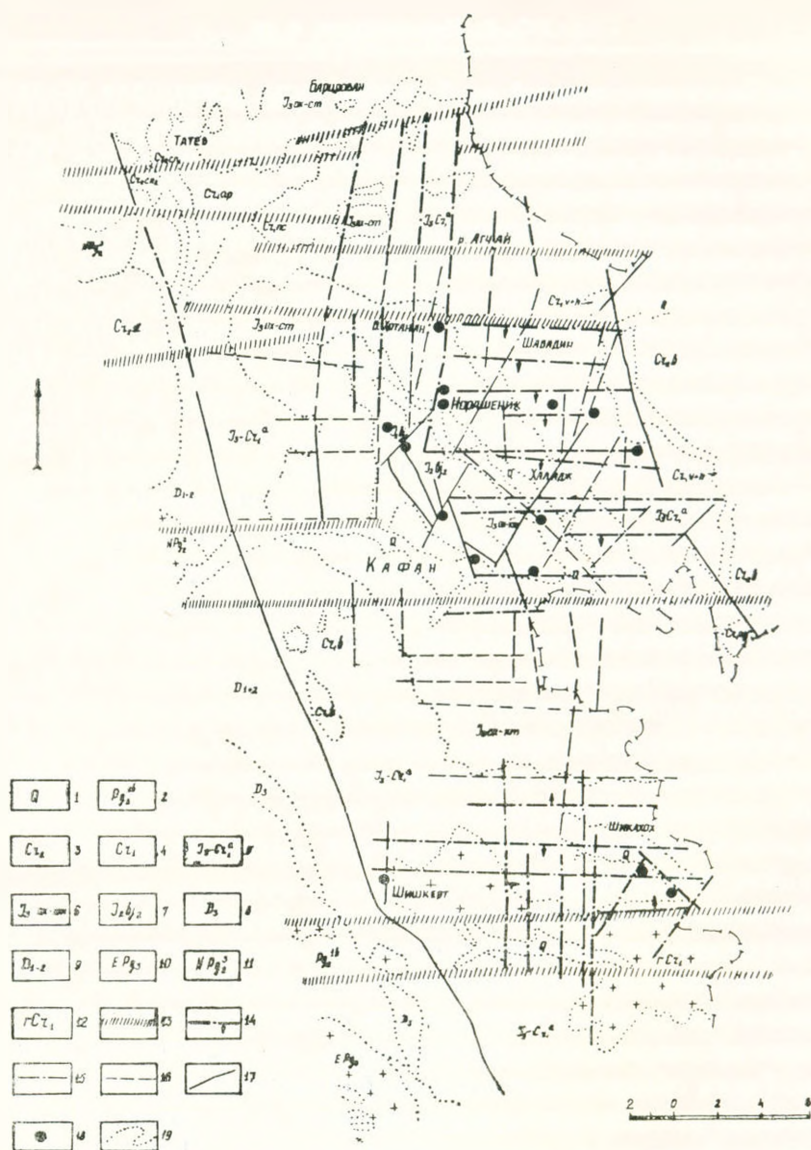


Рис. 2. Схема блокового строения и разрывной тектоники Кафанского рудного района по данным сейсморазведки и гравимагнитным наблюдениям (с привлечением геологических материалов и результатов дешифрирования аэрофото- и космических снимков). 1—верхнечетвертичные андезиты, андезито-базальты и аллювиальные отложения; 2—габброиды эоценовые; 3—верхнемеловые известняки и туфобрекчии; 4—нижнемеловые известняки, туфопесчаники и порфиры; 5—верхняя юра—нижний мел (нерасчлененные); порфиры и туфобрекчии; 6—верхний оксфорд-киммеридж; порфиры и туфобрекчии; 7—верхнебайосские кварц-плагноклазовые и кварцевые порфиры; 8—верхний девон, глинистые сланцы, кварциты, песчаники; 9—шишкертская свита; порфиры с линзами и пачками туфоконгломератов; 10—щелочные интрузии нижнеолигоценового возраста; 11—габброиды верхнеэоценовые; 12—гранитоиды нижнемеловые; 13—широтные зоны разломов, выделенные по комплексу геолого-геофизических данных; 14—зоны разломов по данным сейсморазведки; 15, 16—зоны разломов по данным интерпретации магнитного и гравитационного полей; 17—разломы по геологическим данным; 18—известные крупные рудопоявления и месторождения меди, молибдена, полиметаллов; 19—контакты пород по геологическим данным.

диагональных направлений на большей части территории исследования отмечается их кулисообразное смещение в зонах пересечения.

Данные сейсморазведки позволяют отнести широтные разломы к наиболее активным в тектоническом отношении структурам, имеющим наибольшие глубины заложения и крутые (близкие к вертикальным) углы наклона. Продольные разломы, являясь, в основном, трещинами скола, испытывают большие горизонтальные смещения. Следует отметить также, что поперечные зоны активны не только в тектоническом, но и в магматическом отношении — все известные в районе месторождения и рудопроявления относятся к гидротермальному типу и представлены серпией жил или штокверков широтного простирания. К широтным зонам приурочены дайковые проявления и выходы малых интрузий.

Существование глобальных разломов близширотного юго-восточного простирания, пересекающих и формирующих структуры всего Кавказско-Таврского региона, устанавливается по материалам космических и аэро-фотосъемок. Разломы этого направления расчленяют структуры Сомхето-Карабахской складчатой зоны, определяя их кулисообразное положение по отношению к общекавказскому северо-западному простиранию самой зоны. Крупные региональные разломы ограничивают с севера и юга Кафанскую складку и пересекают ее. С севера широтный Горисский разлом отделяет и смещает ее относительно Севано-Акеринской и Сомхето-Карабахской складчатых зон. С юга она ограничена также поперечным разломом, контролирующим Цавскую интрузию, и Араксинской ослабленной зоной.

Широтные зоны контролируют блоки гидротермально измененных пород, выходы интрузий, распространение лавовых потоков. С пересечениями широтных зон диагональными и меридиональными разломами оказываются пространственно связаны геофизические аномалии, участки повышенной концентрации полиметаллов, рудопроявления и месторождения. Таким образом, крупные зоны близширотного простирания имеют наибольшее рудоконтролирующее значение, и их можно рассматривать как наложенные узкие металлогенические зоны. Приуроченность к поперечным зонам фациальных и структурных изменений юрских отложений Кафанского поднятия, молодых (послемеловых и четвертичных) интрузий и экструзий, свидетельствует о древнем их заложении и многократном омолаживании в периоды альпийского орогенеза [4, 5].

По данным сейсмических исследований, результатов изучения связей между геофизическими полями и региональными особенностями геологического строения, привлечения материалов дешифрирования аэро-фото- и космических снимков в пределах Кафанского рудного района были выделены следующие крупные широтные зоны тектонических нарушений (рис. 2).

1) Цавско-Шикахохская зона контролирует внедрение Цавского интрузива и отчетливо прослеживается по комплексу геолого-геофизических данных. На востоке зона пересекает Мегринский плутон и смыкается со следующей за ним к северу Кафано-Каджаранской зоной раз-

лома. Наличие зоны подтверждается существованием здесь области высоких градиентов гравитационного поля, прослеживанием по данным сейсморазведки большого количества вертикальных границ, а также рядом геоморфологических признаков, которые отчетливо проявились при дешифрировании аэрофото- и космических снимков. В пределах зоны, по геофизическим данным, выделяется серия разнонаправленных разломов. На пересечении широтных и меридиональных разломов располагаются аномалии магнитных и электрических полей, соответствующие Шикахохскому и Шишкертскому рудопроявлениям. Цавская интрузия, по данным сейсморазведки, имеет форму крутопадающего пласта с общим северным падением под углами $60-80^\circ$, что объясняет смещение на север гравитационной аномалии.

2) Кафано—Каджаранская зона, включающая область известных месторождений и рудопроявлений меди, молибдена и полиметаллов, наиболее полно изучена геолого-геофизическими работами. Наличие серии крутопадающих границ в сейсмических разрезах и широтной региональной зоны высоких градиентов гравитационного поля, а также ряд особенностей магнитного поля позволяют объединить выделенные разломы в единую широтную зону.

Северная граница зоны проходит по широтному разлому на уровне с. Халадж, который пересекает Хустун-Гиратахский разлом на западе и ограничивает с севера основной выход Мегринского плутона. Южная граница проходит по широте гор. Кафана и ограничивает с юга контур предполагаемой, по данным гравиразведки, глубинной интрузии.

Внутренняя структура зоны сложная: она пересечена разнонаправленными разломами, контролирующими дифференцированные смещения блоков внутри зоны амплитудой в первые сотни метров. В пределах зоны замыкается большинство крупных разломов северо-западных и северо-восточных направлений, формирующих блоковую структуру ядра складки. На пересечении этих разломов с широтными располагаются известные месторождения и рудопроявления. На западном продолжении зоны к таким пересечениям приурочены Парагачайское и Каджаранское медно-молибденовые месторождения.

3) Норашиникская зона располагается на северном крыле Кафанской брахиантиклинали и состоит из большого количества разнонаправленных разломов, часть из которых детально изучена сейсмическими и другими геофизическими методами. Западное продолжение зоны прослежено по двум широтным направлениям областей высоких градиентов гравитационного поля, которые контролируют северное замыкание предполагаемой глубинной интрузии. Восточная часть зоны складывается из серии широтных разломов, располагающихся на участке г. Пеллор—с. Шрвенанц. Южный разлом этой зоны ограничивает с юга Пеллорскую экструзию и прослеживается до меридионального Хотананского разлома. Северный разлом проходит по широте с. Шрвенанц и также обрывается на Хотананском разломе.

Промежуточные элементы тектоники этой зоны прослеживаются в основном до разлома, идущего вдоль направления с. Шабалин—севернее с. Халадж. Этими разломами контролируются выходы экструзивных тел на участке г. Пеллор—с. Арцваник—с. Чапни и контакты фациальных изменений отложений верхней юры. На востоке они прослежены до меридионального разлома, контролирующего борт меловой впадины. По данным сейсморазведки устанавливается общее падение элементов тектоники на юг под углами $50\text{--}70^\circ$. Падение зон тектонических нарушений, обратное общему наклону слоев, определяет флексуобразное строение северного крыла Кафанской структуры.

4) Шабалинская зона устанавливается по комплексу геолого-геофизических данных: прослеживание крутопадающих границ в сейсмических разрезах, область высоких градиентов гравиметрического и магнитного полей и др. Восточное продолжение зоны на широте с. Верхний Хотанач контролирует контакт отложений верхней юры (оксфорд—кимеридж), являющихся обрамлением ядра Кафанской структуры.

5) Агчайская зона выделена по данным гравиразведки и геоморфологическим признакам. На востоке зона прослежена до пересечения с Кармакарским разломом, входящим в систему нарушений, ограничивающих наложенную меловую впадину.

6) Воротанская зона складается из трех крупных широтных—юго-восточных разломов, проходящих в направлении с. Татев—с. Шурпух, с. Барцраван—с. Мазра и вдоль широтного изгиба р. Воротан, и является последней на севере структурой, принадлежащей Кафанской брахиантиклинали.

Севернее этой зоны на уровне гор Горис за пределами исследуемой территории располагается широтная зона, которая ограничивает с севера Кафанскую антиклиналь, отделяя ее как структурную единицу от Севано-Акеринской и Сомхето-Карабахской складчатых зон. Горисская зона проходит по северной границе Мегринского плутона и замыкает Хустун-Гиратахский разлом.

В заключение отметим, что важным результатом проводимых сейсмических исследований в районе является получение сведений о строении крупных зон тектонических нарушений на глубину и по площади. Благодаря этому стало возможным осуществить более достоверную интерпретацию геофизических полей и на основе привлечения геологического материала составить крупномасштабную структурно-тектоническую схему Кафанского района. Выделенные на схеме по геофизическим данным крупные широтные зоны в целом хорошо согласуются с накопленными за последние годы геологическими представлениями о структуре Кафанского поднятия. Составленная по этим данным структурно-тектоническая схема позволяет наметить некоторые закономерности в размещении известных месторождений и рудопроявлений и выделить перспективные участки для поисков месторождений меди и полиметаллов. Приуроченность последних к областям пересечений широтных зон с меридиональными и диагональными (особенно северо-восточными) направления-

ми разломов позволяет рассматривать эти участки, как наиболее перспективные для постановки поисково-разведочных работ.

Управление геологии
Совета Министров Армянской ССР

Поступила 10.XI.1975.

Ո. Վ. ՄԵՐՈՇՆԻԿՈՎԱ, Ռ. Պ. ՍԵՊՈՅԱՆ, Ա. Ա. ԽԱՍԻՔՅԱՆ, Յու. Գ. ՇՈՊԻՆ

ՂԱՓԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆԻ ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՅԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ԴՅՈՒՆԵՐԸ ԵՐԿՐԱՑԻՋԻԿԱԿԱՆ ՏՎՅԱԼՆԵՐԻ ԼՈՒՅՍԻ ՏԱԿ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում նկարագրված են Ղափանի հանքային դաշտի խորքային կառուցվածքի սեյսմիկ հետազոտության արդյունքները և բացահայտված է խրվածքային խախտումների դերը հանքավայրի ձևավորման գործում: Տվյալներ են բերվում տեկտոնական խախտումների խոշոր զոնաների մասին և հատկապես նշվում է լայնակի զոնաների դերը հանքային ցամաքի տեղակայման մեջ:

Ղափանի շրջանի սահմաններում առանձնացվում են լայնակի խախտումների 6 խոշոր զոնաներ, որոնք վերահսկում են երկրաբանական ամբողջական կառույցները և նրանց առանձին տարրերը: Ցույց է տրված, որ հանքային երևակումների ու հանքավայրերի մեծ մասը հարում է նշված զոնաների և միջօրեական ու խոտորնակի խախտումների հատման հանգույցներին, որը հիմք է ծառայում այդ տեղամասերը համարել առավել հեռանկարային հետազոտողա-հետախուզական աշխատանքների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Известия. АН СССР, сер. геол., № 5, 1965.
2. Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
3. Громова Н. Н., Мирошникова О. В., Морозова Л. М., Шопин Ю. Г. Комплексные геолого-геофизические исследования рудоконтролирующих структур в толще магматических пород Малого Кавказа. Сб. «Поиски глубоко залегающих рудных месторождений». Чимкент, 1970.
4. Казарян А. Г. Интрузивы юга Армении. Геология Арм. ССР, т. III, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
5. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа, «Недра», М., 1968.
6. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Т. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Методы развед. геофизики, «Недра», вып. 12, Л., 1971.
7. Сироткина Т. Н., Никольский Ю. И. Способ последовательных геологических приближений при истолковании геофизических полей рудных районов (на примере Армении). Методы развед. геофизики, «Недра», вып. 12, Л., 1971.
8. Шопин Ю. Г., Мирошникова О. В., Громова Н. Н. Сейсморазведка при глубинном картировании вулканогенных и интрузивных пород Малого Кавказа. Сб. «Геофиз. иссл. при геол. картировании», Алма-Ата, 1968.

УДК 551.4 (550.81:551.24:551.43)

Л. Н. ЗОГРАБЯН

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
В АРМЯНСКОЙ ССР

Армянская ССР занимает небольшую северо-восточную часть Армянского нагорья — одного из обширных оро-геоморфологических регионов Западной Азии, которое отличается сложностью геологического строения, большим разнообразием и контрастностью форм рельефа. Это заставило многих естествоиспытателей, особенно XIX века (Ф. Дюбуа де Монпрё, И. П. Ходзько, Х. Линч, Г. Абих, Гукасов и многие другие) проявить живой интерес к его изучению. Но этих ученых рельеф интересовал лишь с точки зрения геологии. Поэтому геоморфологические исследования этого периода на территории Армянского нагорья развивались в тесной связи с геологией и носили описательный характер. В это время высказывание А. Гукасова (1901) о подчинении форм рельефа структуре земной коры прозвучало смело и не потеряло своего значения и по сей день.

Необходимо указать, что территория нынешней Армянской ССР (тогда входящая в Российскую империю) рассматривалась в системе Армянского нагорья, что являлось объективным и правильным.

Этот «эмбриональный» период (до Первой мировой войны) геоморфологических исследований территории Армянской ССР можно охарактеризовать как *период «ознакомления» с рельефом*.

Начиная с десятых годов нашего столетия геоморфологические исследования вступают в новый этап своего развития — в этап *«познания» рельефа как объекта изучения*.

В это время появились первые работы «чисто» геоморфологического характера. Их авторы (А. Л. Рейнгард, И. С. Щукин, С. С. Кузнецов, Б. Л. Личков и др.), имея в своем арсенале теоретические положения зарубежных и отечественных ученых о морфогенезе, попытались охарактеризовать горный рельеф Армении (и Закавказья) по генетическим признакам, при этом опираясь либо на эндогенез, либо на экзогенез. Особое внимание уделялось вулканическому рельефу (И. С. Щукин и др.), а также вопросам четвертичного оледенения гор (Б. Л. Личков, А. Л. Рейнгард) и древних пенепленов (С. С. Кузнецов). А идеи Ф. Освальда о блоковом строении рельефа Армянского нагорья даже на современном этапе развития геоморфологии и геологии приобретают все больше и больше сторонников.

Неомотря на существование ряда серьезных геоморфологических работ, территория Армянской ССР все же до Второй мировой войны в геоморфологическом отношении оставалась плохо изученной. Систематические и всесторонние геоморфологические исследования ее территории

фактически начались с 1947 года геоморфологической экспедицией ИГ АН СССР под руководством Н. В. Думитрашко.

Эти работы положили начало третьему этапу геоморфологических исследований территории республики, который мы называем *этапом «раскрытия» особенностей рельефа* и его генезиса.

В течение полутора десятилетия (1946—1960) интенсивные геоморфологические исследования на территории Советской Армении проводили многие геоморфологи (С. П. Бальян, Г. К. Gabriелян, Н. В. Думитрашко, Л. Н. Зограбян, Х. Е. Назарян, Е. А. Нефедьева и др.) и геологи (А. Т. Асланян, Л. А. Варданянц, А. А. Gabriелян, Е. Е. Милановский, К. А. Мкртчян, К. Н. Паффенгольц и др.), которые шли по двум путям: регионального характера, когда подвергались комплексному изучению отдельные районы, и проблемного характера, когда изучались отдельные проблемы горного рельефа (оледенения, денудационных поверхностей, неотектоники, современных экзогенных рельефообразующих процессов, картирования и т. д. и т. п.). Результаты этих исследований обобщены в крупной монографии по рельефу республики—в I томе «Геологии Армянской ССР» (1962). Издание этой работы можно считать большим достижением геоморфологической науки в Армении. Она выявила «световые» и «теневые» стороны изученности рельефа. Так, более или менее хорошо были освещены вопросы четвертичного оледенения, денудационных поверхностей, неотектоники, современных экзогенных рельефообразующих процессов и др., но многие вопросы оставались не затронутыми или изучены частично. Это касается, в частности, геоморфологического анализа структурных форм, являющихся главными создателями горного рельефа, закономерностей образования выработанных форм, количественных показателей (морфометрии) и др.

Последующие геоморфологические исследования были направлены на изучение таких слабоосвещенных вопросов становления рельефа, как морфоструктура (С. П. Бальян, Л. Н. Зограбян, Н. В. Думитрашко и др.), морфометрия (Л. Н. Зограбян, Д. А. Погосян, Ф. С. Геворкян и др.), а также экзогенные процессы—выветривание, денудация и т. д. отдельных регионов (С. П. Бальян, Г. К. Gabriелян, Х. Е. Назарян, Ф. С. Геворкян и др.). Особенно интересные работы проводились в бассейне оз. Севан (Л. Н. Зограбян, Н. М. Казакова), который представляет собой естественную лабораторию.

На изучение структурных и выработанных форм рельефа Армянской ССР плодотворно влияли теоретические идеи И. П. Герасимова (1946—1967) относительно классификации разнообразных форм рельефа с точки зрения их генезиса. Как известно, он разделил все формы земной поверхности на 3 главные группы, наиболее резко различающиеся по условиям образования. В первую группу он включил самые крупные черты рельефа (геотектуры), обусловленные пока недостаточно изученными силами общепланетарного масштаба, во вторую группу — структурные формы рельефа (морфоструктуры), возникшие в результате противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов при ведущей роли эн-

догенного фактора — тектонических движений, наконец, в третью группу — выработанные формы рельефа (морфоскульптуры), развивающиеся преимущественно под действием экзогенных процессов [2].

Как уже было отмечено, анализом морфоструктуры (с позиций геологии) Армянского нагорья занимался С. П. Бальян [1], который отмечает ряд закономерностей структурного строения рельефа, главными из которых являются: наличие разнообразных горных систем, окаймляющих внутреннее плоскогорье, образование вулканического рельефа на пенепленизированной в олигоцене поверхности, существование срединного жесткого массива и др. Но, некоторые положения С. П. Бальяна о генезисе и особенностях морфоструктуры являются спорными («откэпанность» рельефа М. Кавказа, горизонтальное перемещение отдельных блоков и др.).

Анализируя морфоструктуру данной территории (с позиций геоморфологии), нами выделены морфоструктуры нескольких порядков, зональность крупных единиц рельефа с чередованием положительных и отрицательных форм, а также поперечные структуры. Последующие наши работы на территории Армянской ССР позволили впервые обнаружить концентрические морфоструктуры типа куполов или мульд вне вулканической области, в механизме образования которых пока много неясного. Можно лишь констатировать, что более мелкие формы приурочены к интрузивам или вулканам. Наконец, геоморфологический анализ морфоструктуры показал перестройку плана ряда древних геологических структур в неотектоническое время.

В настоящее время в геоморфологии широко применяются морфометрические методы, которые, с одной стороны, помогают анализу рельефа, с другой — дают количественную его оценку. Именно многосторонние морфометрические работы, проведенные за последнее время Д. А. Погосяном, Ф. С. Геворкяном и др., позволили дать экономическую (Л. А. Вячесян) и сельскохозяйственную (Д. А. Погосян) оценку рельефа, а также выявить ряд закономерностей формирования рельефа (Л. Н. Зограбян, Ф. С. Геворкян).

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что третий этап развития геоморфологии является переходным от подчиненного геологии или географии в самостоятельную отрасль с определенным объектом и собственной разработанной методикой исследований. Таким образом, геоморфология, будучи порожденной геологией и географией, в начале своего существования пассивно воспринимала достижения «наук-родителей». Но на сегодняшний день она стала самостоятельной наукой и в ее достижениях нуждаются почти все науки, занимающиеся природными компонентами Земли. «В наши дни, — пишет Н. А. Флоренсов [5], — геоморфология проникает все глубже и дальше от своей «пограничной» позиции в смежные области геологии — тектонику, вулканологию, инженерную геологию и т. д. и в географию-гидрологию, климатологию, океанографию, почвоведение и т. д.»

В геоморфологии, как и во всякой бурно развивающейся науке, наблю-

даются тенденции специализации отдельных ее разделов и направлений и тесное объединение со смежными науками [5]. Эта прогрессивная тенденция в геоморфологии переводит нас в четвертый этап исследований — в этап «объяснения» закономерностей механизмов становления горного рельефа, который пока находится в стадии развития, хотя некоторые его положения (о закономерностях генезиса и плана расположения морфоструктур, соотношении их с морфоскульптурами, морфоструктурных ландшафтах и др.) уже заложены в предыдущем этапе.

Для данного этапа развития геоморфологии в Армении наиболее актуальной и важной проблемой мы считаем разработку теории образования и развития морфоструктур геосинклинальных областей в тесной связи с геофизикой и неотектоникой, ибо плодотворное сотрудничество трех основных наук о Земле: геологии, геофизики и геоморфологии поможет познать кинематику и динамику земной коры (в орогенных зонах). Это наиболее правильный путь к раскрытию закономерностей механизма образования гор, а в дальнейшем — и всей Земли со своими внутренними геосферами. В этом отношении весьма интересна мысль Н. А. Флоренсова [4] о геоморфологическом анализе границ этих геосфер (в первую очередь поверхности Мохо, т. е. границы между корой и мантией).

В эту сложную проблему входит (кроме тех вопросов, которыми уже занимаются наши геоморфологи) еще ряд незатронутых или неразрешенных вопросов геоморфологии Армянской ССР. Среди них особенно важными считаем палеогеоморфологические исследования отдельных периодов и эпох истории Земли, в частности, неоген-четвертичного времени, которые позволяют выявить криптоструктуры, т. е. погребенные под молодыми лавами и озерно-речными наносами структуры. С этой целью сделаны попытки (Л. Н. Зограбян, Ф. С. Геворкян) разработать геоморфологические методы выявления погребенных морфоструктур, которые требуют дальнейшего усовершенствования. Другим актуальным вопросом считаем исследования закономерностей развития морфоскульптур, которые подчинены особенностям морфоструктур и воздействующих на них агентов деструкции. Необходимо пересмотреть также проблемы поверхностей выравнивания и развития гидрографической сети в соответствии с предъявленными им новыми задачами.

Исследования геоморфологических проблем нельзя ограничивать пределами нашей небольшой республики, так как для полного представления и правильного решения задач становления молодого горного рельефа их необходимо расширить с охватом сопредельных областей орогенической зоны Западной Азии.

Среди объектов геоморфологических исследований в Армянской ССР особое место занимал и в дальнейшем должен занимать вулканический рельеф, поскольку Армения является одной из крупных вулканических областей земного шара. Не подлежит сомнению, что исследования (в тесной связи с вулканологией) этого сложно-построенного рельефа позволят разрешить ряд теоретических и практических задач.

В настоящее время геоморфологии предъявляются большие требова-

սխառմատիկ ուսումնասիրություններ. դ) ռելիեֆի կազմավորման մեխանիզմների օրինաչափությունների «սխառմատիկ» ժամանակաշրջաններ:

Կատարվող ու նախատեսվող գեոմորֆոլոգիական ուսումնասիրություններ՝ հարակից գիտությունների հետ համագործակցված, հնարավորություն կտան լուծելու ինչպես գիտա-տեսական, այնպես էլ գործնական բնույթի մի շարք պրոբլեմներ ու հարցեր:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья. Изд-во «Митк», 1960.
2. Герасимов Н. П., Мецераков Ю. А. Понятия «морфоструктура» и «морфоскульптура» и использование их в целях геоморфологического анализа. В кн.: «Рельеф Земли», «Наука», 1967.
3. Зограбян Л. Н. О некоторых особенностях морфоструктуры Армянского нагорья и прилегающих территорий орогенической зоны Западной Азии. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1970.
4. Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. Геол. и геофиз., № 10, 1964.
5. Флоренсов Н. А. О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования. Методы геоморф. исслед. «Наука», Новосибирск, 1967.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.3

Г. Р. МКРТЧЯН, М. Е. ТАНАШЯН, Э. В. АНАНЯН, А. В. ВАРДАНИЯН

ЕРВАНДАШАТСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ
(АРАРАТСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА)

Ервандашатская погребенная антиклинальная структура первого порядка расположена на берегах рр. Аракс и Ахурян, между сс. Геташен, Нор-Армавир, Кохб и входит в состав Араксинского оротектонического пояса [2]. На севере она примыкает к моноклинам южного крыла Кармрашенской синклинали, на юге—Кохбской [5], а на востоке сочленяется с небольшим Армавирским прогибом. Значительная часть структуры расположена за пределами Армянской ССР, на территории Армянского нагорья [6]. В пределах изучаемой нами территории Ервандашатская структура почти полностью перекрыта очень слабо дислоцированным плиоцен-четвертичным континентальным чехлом, мощностью 275 м и более.

Изучение погребенного подластового рельефа позволяет в районе выделить два типа палеорельефа плиоценового возраста—Ервандашатский денудационный склон (от совхоза Герань на запад) и Беркашатская денудационно-аккумулятивная равнина, т. е. в палеогеоморфологическом отношении район представляет переходную зону от Араратской межгорной впадины (Беркашатский участок) к Карескому плоскогорью.

Плиоцен—четвертичные образования подстилаются породами эоцена, олигоцена и миоцена (рис. 1, 2). На центральном участке Ервандашатской структуры обнажаются породы эоцена и нижние горизонты октемберянской толщи (олигоцен). На октемберянскую толщу с угловым несогласием залегают породы пестроцветной толщи, на пестроцветной (нижний миоцен)—соленосная (средний миоцен), а на последней—разданская толща (верхний миоцен).

В пределах Ервандашатской структуры глубоким бурением из домиоценовых образований наиболее полно вскрыты породы эоцен-олигоцена и частично нижнего эоцена-верхнего мела (?). Исходя из геологического строения и истории развития обрамления Араратской межгорной впадины [2,3,4,6], здесь можно предположить широкое развитие палеогеновых и верхнемеловых комплексов, мощностью до 2500 м, полное отсутствие юрских образований и присутствие местами отложений среднего-верхнего палеозоя, мощностью не более 500 м. На это указывают и геофизические данные. Фундаментом для указанных образований является допалеозойский метаморфический комплекс.

Разданская толща распространена лишь на крыльях Ервандашатской крупной структуры. С юго-запада на северо-восток ее мощность посте-

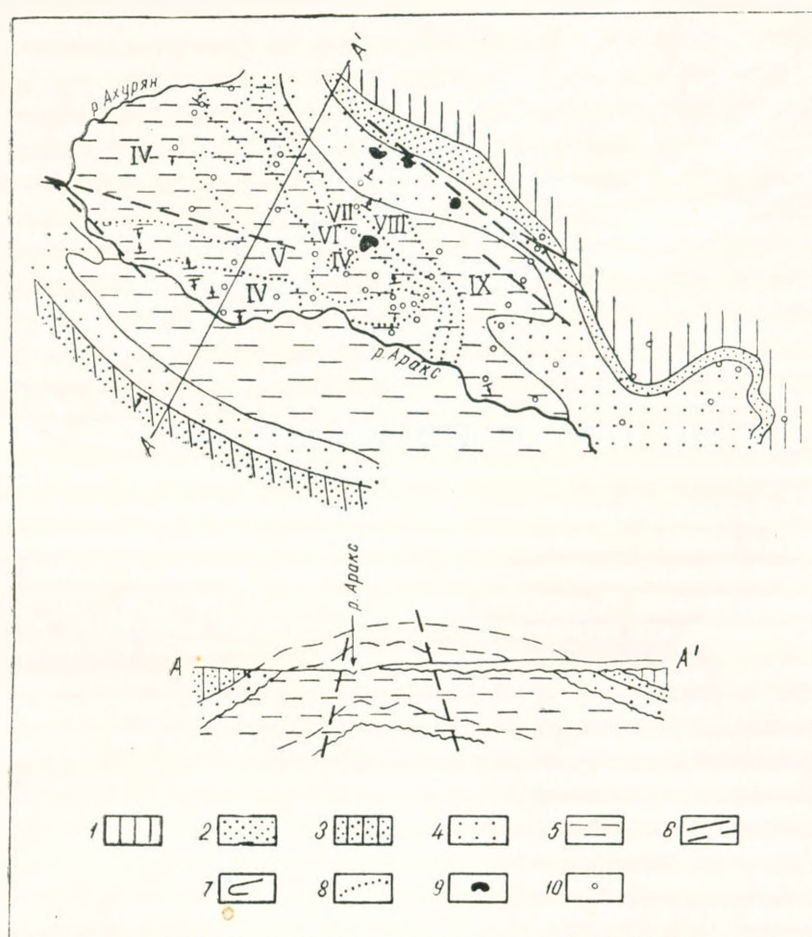


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Ервандашатской структуры. 1. Разданская толща. 2. Соленосная толща и ее аналоги. 3. Породы среднего миоцена, нерасчлененные. 4. Пестроцветная толща. 5. Октемберянская толща. 6. Разрывные нарушения. 7. Границы толщ. 8. Границы горизонтов октемберянской толщи. 9. Вулканические аппараты. 10. Скважины.

ленно увеличивается и севернее в 3—4 км современной нулевой линии достигает 500—700 м. План развития соленосной толщи совпадает с планом распространения разданской толщи (рис. 2). Мощность соленосной толщи колеблется в пределах от нуля до 400 м и увеличивается с запада и юго-запада на восток и северо-восток. Пестроцветная толща обнажается под континентальным чехлом западнее и южнее соленосной, перекрывая всю Беркашатскую структуру, а местами залегает в присводовой части Ервандашатской брахиантиклинали. Наибольшую мощность (400 и более метров) она имеет на северо-восточном крыле этой структуры.

Сохранившаяся от денудации мощность октемберянской толщи колеблется в пределах 1000—2000 м. Наибольшую мощность она имеет на

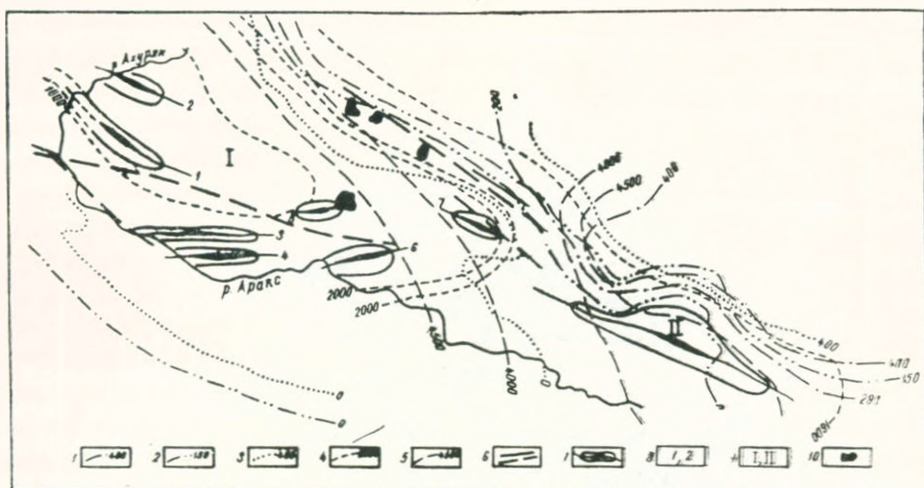


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Ервандашатской структуры. Изопакиты: 1) разданской толщи; 2) соленосной толщи и ее аналогов; 3) пестроцветной толщи; 4) октемберянской толщи; 5) осадочного чехла; 6) разрывные нарушения; 7) своды и оси антиклинальных структур; 8) структуры третьего порядка; 9) структуры второго порядка—I—Ервандашатская брахиантиклиналь, II—Беркашатская антиклиналь; 10) вулканические аппараты.

крыльях Ервандашатской брахиантиклинали, а наименьшую—в ее сводовых частях. Восточнее и северо-восточнее Беркашатской структуры в целом мощность октемберянской толщи уменьшается.

Мощность осадочного чехла в изученном районе больше 4 км. Наибольшую мощность она имеет на своде и в присводовых участках Ервандашатской брахиантиклинали второго порядка. Если нулевые линии мощностей указанных толщ достаточно четко отображают крупную антиклинальную структуру (Ервандашатская антиклиналь), то для выявления и описания структур более высокого порядка нами были выделены горизонты, реперы и маркирующие поверхности в октемберянской толще [1]. Структурные построения показали, что антиклиналь на территории Армянской ССР представлена собственно Ервандашатской брахиформной и Беркашатской антиклиналями второго порядка. Ниже приводится описание этих структур.

Ервандашатская антиклиналь первого порядка представляет собой крупную линейно-вытянутую, брахиформную структуру субширотного простирания, протягивающуюся вдоль р. Аракс. Ширина структуры изменчива и колеблется от 15 до 30 км, длина—50—60 км, амплитуда поднятия преимущественно 1,5—2,0 км и более. Свод расположен между рр. Аракс и Дигот, Аракс и Ахурян и сложен породами палеогена. Форма свода и крыльев сложная. Структура асимметричная, с более крутым южным крылом (от 35 до 60°). Оба крыла сложены породами неогена и осложнены вторичной складчатостью, а также разрывными нарушениями. На крыльях доминируют крутонадающие (70—80°) разломы с амплитудами смещения до 2,0 км. Антиклиналь инъецирована вулканическими

сооружениями палеоцен-четвертичного возраста (рис. 1). Глубина залегания фундамента под антиклиналью первого порядка колеблется от 4 до 6 км. Кровля фундамента вогнутая, асимметричная. Граница «граничного» слоя земной коры залегает на глубине 11—13 км от дневной поверхности, «переходного» слоя—около 20—21 км, а «базальтового» слоя—32—34 км.

Ервандашатская брахиантиклиналь расположена на центральном участке, на своде и присводовой части крупной одноименной антиклинали. В палеорельефе она соответствует Ервандашатскому денудационному склону. Ервандашатская брахиантиклиналь с востока ограничивается Беркашатской антиклиналью, на севере примыкает к Кармрашенской, а на юге—к Кохбской синклинали. Ширина Ервандашатской брахиантиклинали около 15 км, длина—20—25 км, амплитуда поднятия—1,2—1,5 км и более. Брахиантиклиналь имеет близширотное простирание, протягивается вдоль р. Аракс. Свод расположен между рр. Аракс и Ахурян. Ядро сложено, в основном, породами верхнего мела—эоцена и красной толщи, подстилающей октемберянскую толщу и нижними горизонтами последней. На своде обнажаются породы IV и V горизонтов октемберянской толщи.

Беркашатская линейно-эллипсовидная, асимметричная антиклиналь близширотного простирания расположена на левом берегу р. Аракс. В палеорельефе ей соответствует одноименная денудационно-аккумулятивная равнина. С востока она примыкает к Армавирскому прогибу. Длина Беркашатской структуры более 16 км, ширина—4—5 км, амплитуда поднятия больше 400 м. Ось протягивается в северо-западном направлении (280°). Слон на северо-восточном крыле более осложнен и падает под углом $15\text{--}20^\circ$, а на юго-западном крыле— $10\text{--}15^\circ$. В строении ядра и сводовой части антиклинали принимают участие породы олигоцен-нижнего миоцена. На своде обнажаются породы пестроцветной, на присводе—соленосной, а на крыльях—разданской толщ. Ядро, по всей вероятности, сложено образованиями палеогена.

В составе Ервандашатской брахиантиклинали выделяется ряд антиклинальных складок более высокого порядка (рис. 2), описание которых приводится в табл. 1.

Разрывные нарушения расположены или на перегибах от свода к крыльям, или в сводовых частях Ервандашатской брахиантиклинали (рис. 2). Разрывы по элементам залегания и местоположений сгруппированы в две системы и описываются последовательно по системе. Мелкие разрывы с амплитудой менее 25—30 м, а также разрывы фундамента, выявленные только по геофизическим данным и по распределению мощностей, на рисунках не показаны и не описываются.

Севсарская система разрывов. В северных частях изученной структуры расположены три параллельных, сравнительно крупных разрыва. Длина самого северного из них около 20 км, южного—4,5 км, центрального—более 10 км. Простирание их северо-западное, соответственно: $300\text{--}305^\circ$, $308\text{--}314^\circ$ и $305\text{--}310^\circ$. В зоне центрального разрыва распо-

Таблица 1

Описание складок широтного порядка

п.п. №	Название структуры	Местоположение структур	Элементы залегания складок		Размеры структур			Формы структур	Слагающие толщи
			прост.	падение крыльев	шир.	длина	ампл.		
1	Ахурянская	с. Бахчалар	290—290°	СВ—15—20° ЮЗ—40°	1,6	4	0,5	Линейно-вытянутая	I—IV горизонты октемберянской толщи
2	Ервандашатская	с. Ервандашат	290°	СВ—15—25° ЮЗ—15—25°	1,5	3	0,25	Эллипсоидная	октемберянская толща
3	Асарская*	с. Асар	близширотное	Северное—50° Южное—30°	0,8	6	0,4	Линейно-вытянутая	I—IV горизонты октемберянской толщи
4	Шаварутская*	с. Шаварут	близширотное	Северное—20—25° Южное—25—35°	0,6	10	0,5	Линейно-вытянутая	I—IV горизонты октемберянской толщи
5	Элесская	г. Элес	260—265°	Северное—18—22° Южное—18—22°	1,0	2	0,3	Вытянуто-эллипсоидная	октемберянская и красноцветная толщи
6	Араксинская	вдоль р. Аракс	близширотное	Северное—15—40° Южное—15—40°	1,0	4	0,6	Линейно-вытянутая	I—IV горизонты октемберянской толщи
7	Севсарская	восточнее г. Севсар	285°	СВ—15—85° ЮЗ—15—85°	1,5	5	0,4	Линейно-эллипсоидная	I—VIII горизонты октемберянской толщи

* Впервые выделена А. Т. Асланяном.

жены три вулканических аппарата. Падение зон разрывов северо-восточное: элементы залегания соответственно— $30-32^\circ$, $60-65^\circ$, $40-45^\circ$, $75-80^\circ$, $38-40^\circ$, $75-80^\circ$. Амплитуда смещения по сместителям колеблется в интервале 150—180 м, вертикальные смещения не превышают 100 м, характер смещения взбросовый, что очень четко доказывается в пределах отдельных горизонтов и разрезах скважин [1].

В результате южного взброса Севсарская антиклиналь расчленяется на две части, а в результате северного и центрального взбросов раздатская толща приведена в контакт с нестроцветной. Все три взброса от их центральных частей в обе стороны постепенно затухают. С глубиной амплитуда вертикальных смещений уменьшается.

Приараксинская система разрывов. На юго-западном участке изученной территории расположена система разломов также взбросового характера. Простираание одного из них совпадает с направлением течения р. Аракс [2, 3, 6]. Об элементах залегания и размерах этого взброса трудно сказать что-либо определенное. Второй взброс (Бахчаларский) также имеет северо-западное простираание ($280-285^\circ$). Длина разлома более 8 км, падение—юго-западное ($195-260^\circ$), амплитуда смещения—200—220 м. Вертикальная составляющая этого смещения доходит до 100 м. Взбросовый характер нарушения доказывается повторением начек третьего и четвертого горизонтов октемберянской толщи [1]. Возраст взбросов—плиоценовый. Кроме указанных разрывов в Ервандашатской антиклинали большое распространение имеют поперечные разрывы, которые, по всей вероятности, представляют собой небольшие отрывы на площадях разгрузки поперечных тектонических напряжений. Возраст этих отрывов соответствует возрасту недислоцированных образований лавового покрова N^3-Q .

Изложенное позволяет утверждать, что начиная с сеноман-гурона до времени образования верхних горизонтов октемберянской толщи, территория Ервандашатской антиклинали первого порядка представляла собой вогнутый участок Октемберянского прогиба. Зарождение Ервандашатской антиклинали началось со времени образования нестроцветной толщи и совпадает по времени с савской фазой складчатости. По всей вероятности, эта структура явилась барьерным сооружением при накоплении каменной соли. Формирование крупной антиклинали произошло в миоценовое время в период аттической фазы складчатости, а ее окончательное обособление от соседних структур—в нижнем—среднем плиоцене.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8. VII. 1975

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелян Р. А., Мириджанян Р. Т., Мкртчян Г. Р. О стратиграфическом положении и расчленении октемберянской толщи. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.

2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, № 4, 1974.
4. Геология СССР, том XVIII, Армянская ССР. под ред. А. Т. Асланяна. «Недра», М., 1970.
5. Марголиус А. М. Соленосные образования Каресской области и Эриванской губернии. Изд-во Кавказского Горного Упр., Тбилиси, 1909.
6. Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. об-ва, кн. XXIX, вып. 2. 1916.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.1:552.123.

С. О. АЧИКГЕЗЯН

ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СМЕЩЕНИЙ
ВДОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ СРЕДИ ОДНОРОДНЫХ
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Шаумянское золото-полиметаллическое месторождение приурочено к северо-восточному пологопадающему крылу Кафанской брахиантиклинали и локализовано в барабатумских андезито-дацитовых кварцевых порфиритах верхнего байоса, которые прорваны штокообразными телами инъекционных вулканических брекчий аналогичного состава, а также дайками кварцевых андезито-дацитов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов. Верхнеюрские вулканы средне-основного состава развиты на флангах месторождения; с запада они и рудовмещающие породы верхнего байоса контактируют по Барабатум-Халаджскому крупному сбросу, а с востока — по Тежадинскому разлому (здесь местами контакт этих пород нормальный, стратиграфический, а северное продолжение разлома проходит по барабатумским породам). Следовательно, блок месторождения представляет собой горстообразное поднятие, которое, в свою очередь, разбито на более мелкие блоки Западно-Шаумянским, Центральным и Восточно-Шаумянским разломами (рис. 1), имеющими с.-з. простирание ($330-350^\circ$) с преимущественным падением на СВ под крутыми углами ($65-90^\circ$). Вышеупомянутые разрывные нарушения проходят по однотипным андезито-дацитовым кварцевым порфиритах или инъекционным вулканическим брекчиям и, по единодушному мнению всех исследователей, определение характера перемещений по ним не представляется возможным, ввиду отсутствия маркирующих горизонтов.

В настоящей статье нами проделана попытка выяснения характера движений по этим разломам и определения приблизительных значений перемещений блоков месторождения по ним, что имеет важное практическое значение для оценки перспектив обнаружения оруденения в пределах отдельных блоков.

Основой для наших рассуждений послужило детальное изучение изменения размерности зерен минералов (преимущественно плагиоклаза и кварца), составляющих основную массу барабатумских андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, которые обнаруживают широкую вариацию этого показателя.

В результате исследований С. А. Зограбяна [6] установлен субвулканический характер барабатумских пород. Следовательно, нами предполагается, что по мере увеличения глубины среза или удаления от контактов секущего тела, размер зерен основной массы пород должен закономерно увеличиваться, и наоборот.

На рис. 1 приведены результаты наблюдений за размерностью зерен основной массы барабатумских пород по восточным и западным крыль-

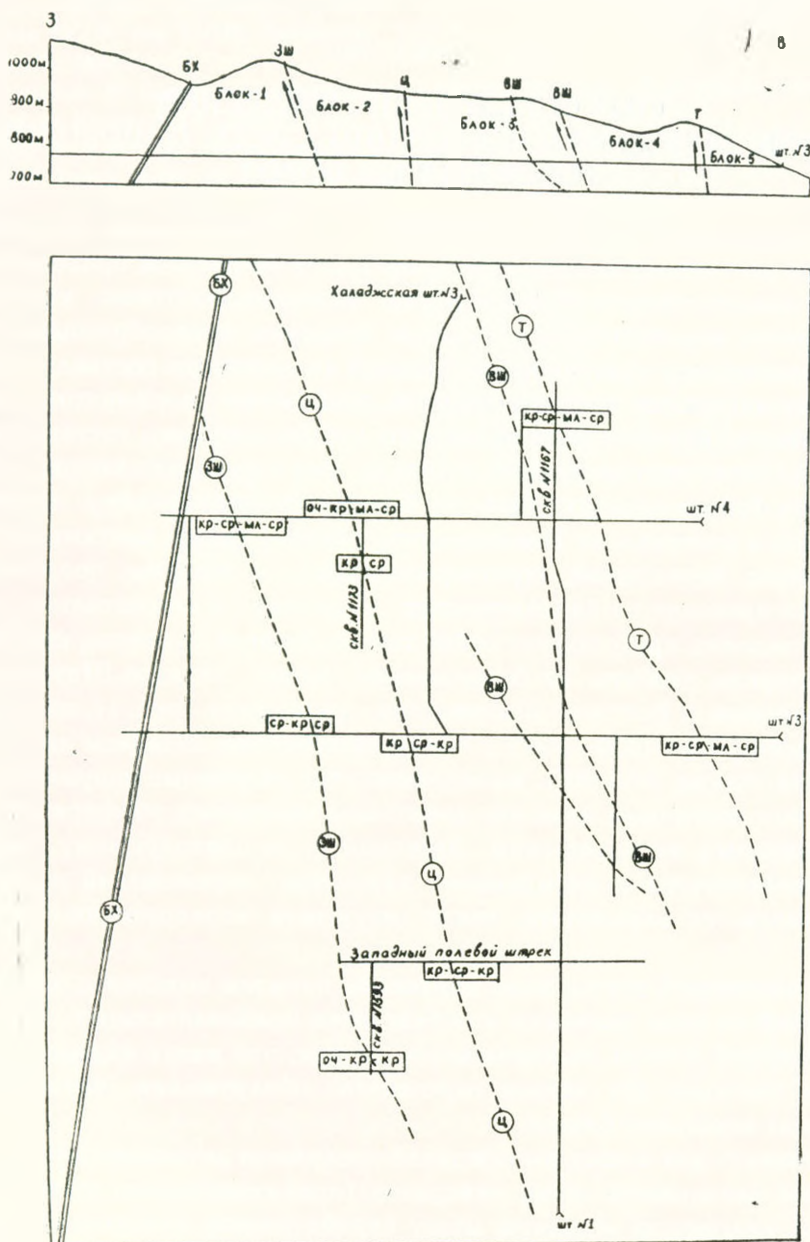


Рис. 1. Схематический план развития разрывных нарушений на горизонте 780 м Шаумянского месторождения и разрез по трассе штольни № 3. На плане в кружочках — разрывные нарушения: БХ—Барабату́м-Халаджское, ЗШ—Западно-Шаумянское, Ц—Центральное, ВШ—Восточно-Шаумянское, Т—Тежадинское. В прямоугольниках — разновидности основной массы барабату́мских андезито-дацитовых кварцевых порфиров (объяснение сокращений и средние значения размеров зерен приведены в тексте).

На разрезе стрелками указаны направления движений блоков.

ям Западно-Шаумянского, Центрального и Тежадинского разломов, подсеченных горными выработками главного горизонта (780 м) Шаумянского месторождения. Помимо приведенных, эти разрывные нарушения пересекаются и другими выработками, однако нередко околоразломные участки пород в разных крыльях интенсивно гидротермально переработаны или осложнены внедрением дайкообразных тел кварцевых андезитодацитов, обладающих очень мелкозернистой основной массой, а также инъекционных вулканических брекчий [5], обломки которых сложены преимущественно барабатурскими породами, имеющими различные размеры зерен основной массы. Вследствие этого, нами не изучен характер Восточно-Шаумянского разлома, который на своем протяжении, в основном, проходит по инъекционным вулканическим брекчиям.

Размеры зерен основной массы барабатурских андезитодацитовых кварцевых порфиритов колеблются в широких пределах—от 0,002 мм до 0,14 мм. Нами выделяются 6 разновидностей пород, характеризующихся различными величинами средних значений размеров зерен основной массы (по 100 замеров из каждой разновидности), вычисленных при помощи методов математической статистики [9]: очень крупнозернистая (оч-кр)—0,058 мм, крупнозернистая (кр)—0,041 мм, средне-крупнозернистая (ср-кр)—0,035 мм, крупно-среднезернистая (кр-ср)—0,029 мм, среднезернистая (ср)—0,023 мм и мелко-среднезернистая (мл-ср)—0,015 мм. Ошибка средних значений, определенная с 95%-ной вероятностью, составляет около 0,002 мм.

При анализе полученных данных (рис. 1) в первую очередь бросается в глаза сравнительная крупнозернистость основной массы пород, слагающих западные (преимущественно лежащие) крылья разломов, в то время, как породы восточных крыльев характеризуются более мелкозернистой основной массой. Более крупные размеры зерен основной массы пород в лежащих крыльях разломов в соседстве с более мелкозернистой основной массой висячих, указывает на приподнятость лежащих крыльев. Это явление свидетельствует о том, что вышеназванные разломы представляют собой ступенчатые взбросы с приподнятыми западными крыльями, смещения по которым затухают с запада на восток.

Отметим, что взбросовый характер этих нарушений рассмотрел В. Н. Котляр [7], объяснив их образование тангенциальными усилиями, действующими в направлении СВ—ЮЗ. Последними исследованиями Э. В. Ананьяна [1,2] установлено, что Кафанская брахиаптикалиальная структура сформирована в результате поперечного изгиба пород силами, направленными вертикально вверх.

Формирование горстообразного поднятия крупного блока Шаумянского месторождения на северо-восточном крыле брахиаптикалинали, вероятно, обусловлено воздыманием метаморфического фундамента и гипотетического интрузивного тела средне-кислого состава (рис. 2), предполагаемого Г. Р. Мкртчяном и Р. А. Саркисяном на основании анализа геофизических данных. Этот интрузив ограничен Барабатур-Халаджским

Известия, XXIX, № 2—5

и Тежадинским разломами, переместившими метаморфический фундамент. Образование взбросов по Западно-Шаумянскому, Центральному и Восточно-Шаумянскому разломам, вероятно, обусловлено неравномерным поднятием блока месторождения—более значительным воздыманием западной части, прилегающей к Барабату-Халаджскому нарушению.

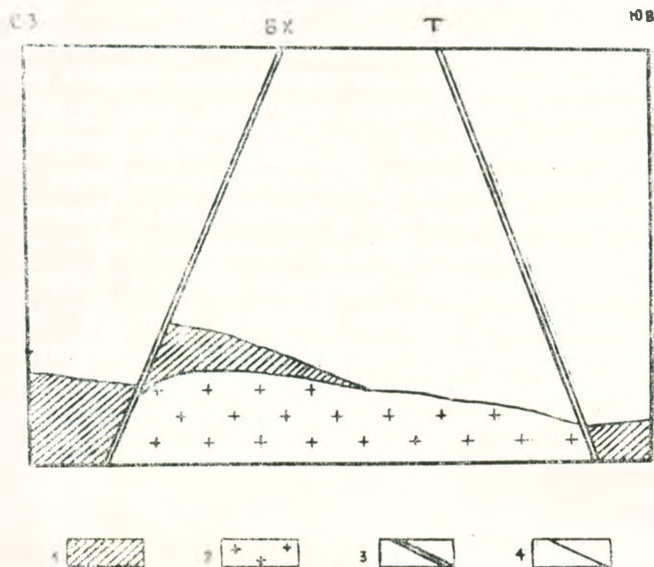


Рис. 2. Схематический разрез вдоль р. Халадж (район Шаумянского месторождения) (по Г. Р. Мкртчяну и Р. А. Саркисяну). 1—метаморфические породы, 2—интрузивные породы средне-кислого состава, 3—разрывные нарушения: БХ—Барабату-Халаджское, Т—Тежадинское; 4—границы пород.

нию, по отношению к восточной. Это явление, возможно, связано с тем, что давящая по вертикали жесткая поверхность фундамента и интрузива ближе к Барабату-Халаджскому разлому вычурная, а в восточном направлении (в сторону Тежадинского разлома) постепенно выполаживается (рис. 2). Следовательно, вертикальные амплитуды формирующихся взбросов также должны несколько уменьшаться с запада на восток.

Таким образом, блок, ограниченный Барабату-Халаджским и Западно-Шаумянским разломами, наиболее приподнят; следующий за ним в восточном направлении блок, заключенный между Западно-Шаумянским и Центральным разломами, менее приподнят и так далее. У нас нет данных относительно характера движений по Восточно-Шаумянскому нарушению (по указанным выше причинам), однако можно предположить о наиболее вероятном взбросовом характере и этого разлома.

Подчеркнем, что заложение вышеупомянутых разрывных нарушений произошло в дорудное время, однако эти разломы, вероятно, подверглись омоложению, и в послерудное время по ним произошли значительные вертикальные перемещения. Это мнение противоречит существующим представлениям о незначительности (максимум до 10 м) послерудных

сменений. Нами предполагается, что исследователями более или менее четко наблюдалась лишь горизонтальная составляющая смещений, которая и должна быть сравнительно небольшой при крутых углах падения и разломов, и рудных тел, а также в случае близких к нормали углов пересечения нарушений и жил. Следует отметить, что Р. А. Саркисяном [8] допускается возможность существенных послерудных подвигек по ряду нарушений, приведших к омолаживанию и разрастанию зон древних разломов.

Переходя к предположительным значениям вертикальных амплитуд смещений по взбросам, отметим, что наши данные опираются преимущественно на приблизительной оценке вертикальных мощностей развития отдельных типов гидротермально измененных пород, которые также подверглись вертикальным перемещениям в послерудное время. Наша оценка вертикальных перемещений по разломам была бы значительно точнее, если бы мы располагали керновым материалом скважин глубокого залегания, заданных на барабатурских породах. В этом случае можно было бы вывести более или менее точные эмпирические закономерности зависимости размеров зерен основной массы пород от глубины остывания отдельных срезов субвулканического тела.

Используя опыт изучения вертикальной зональности вторичных кварцитов и пропилитов, а также имеющиеся в нашем распоряжении материалы геолого-петрографической съемки поверхности и четырех горизонтов (700, 780, 820, 860 м) Шаумянского месторождения, вертикальный размах развития вторичных кварцитов (алунитовых, каолинитовых, диаспоровых и серицитовых) нами оценивается примерно в 100 м. Пропилиты хлорит-серицитовой фации, развитые глубже, также имеют мощность порядка 100 м; мощность следующих за ними хлорит-карбонатных пропилитов нами принимается около 150 м, а о мощности расположенных ниже эпидот-хлоритовых метасоматитов трудно судить, однако их вертикальное развитие не должно превышать первые сотни метров, ибо в пределах самого западного блока месторождения (заключенного между Барабатур-Халаджским и Западно-Шаумянским нарушениями—блок 1) в соседстве с ними уже развиты барабатурские породы, очень слабо затронутые пропилитизацией (наблюдается незначительная хлоритизация и карбонатизация). Интересно, что в пределах этого блока крупных, выдержанных жил не обнаружено¹.

В блоке 2, ограниченном Западно-Шаумянским и Центральным разломами, преимущественным развитием пользуются хлорит-карбонатные пропилиты. Следовательно, мы здесь имеем дело с более высоким срезом, нежели в блоке 1. В этом блоке обнаружено некоторое количество рудных жил, которые, однако, не отличаются выдержанностью.

Расположенный между Центральным и Восточно-Шаумянским разломами блок 3 месторождения характеризуется наиболее широким

Особенности распределения оруденения и гидротермальных метасоматитов в пределах отдельных блоков прирассмотрены исходя из анализа данных, имеющихся, в основном, по главному горизонту (780 м) месторождения

распространением хлорит-серицитовых пропилитов. В пределах этого блока развита подавляющая масса рудных тел месторождения, отличающихся как сравнительно большими мощностями, так и выдержанностью по простиранию.

В блоке 4, расположенном восточнее и заключенном между Восточно-Шаумянским и Тежадинским разломами, широко развиты как хлорит-серицитовые, так и кварцево-серицитовые метасоматиты; это свидетельствует о том, что здесь имеется более высоко расположенный срез гидротермально измененных пород. В пределах этого блока рудных жил немного, но очень много подсечений рудных прожилков.

К востоку, за Тежадинским разломом (блок 5) развиты алуанитовые, каолинитовые, диаспоровые и серицитовые кварциты, а также верхнеюрские породы, следовательно, этот блок тоже опущен относительно западного.

Таким образом, от Барабатум-Халаджского разлома к востоку мы наблюдаем более или менее закономерную смену развития как преобладающего типа метасоматитов, так и характера оруденения. Значит, можно сделать вывод о ступенчатом характере развития взбросов с образованием блоков, постепенно опущенных с запада на восток.

Следовательно, в пределах блока 1, приподнятого по отношению к блоку 2 примерно на 150 м, на уровне горизонта 780 м мы имеем дело с проводниками рудных жил, которые должны быть расположены метрически выше—в пределах абсолютных высот 800—1000 м (вертикальный размах развития рудных жил в Кафанском рудном поле не превышает 250 м). Блок 2 менее приподнят (около 120 м относительно блока 3); здесь мы имеем дело с нижними частями рудных жил, следовательно, наиболее благоприятными, на наш взгляд, окажутся абсолютные высоты 750—950 м. В блоке 3, приподнятого, примерно, на 100 м по сравнению с блоком 4, мы наблюдаем основное количество рудных жил месторождения; вероятно, здесь подсечены средние части жил, и оруденение будет сконцентрировано в пределах абсолютных высот 650—850 м. Блок 4 приподнят над блоком 5 приблизительно на 100 м. В этом блоке много разнориентированных рудных прожилков, которые, вероятно, являются окончаниями расположенных глубже рудных жил, которые кверху расщепляются, образуя при этом зону штокверкового оруденения. Для этого блока наиболее перспективными, вероятно, окажутся абсолютные высоты 600—750 м. В блоке 5 развиты алуанитовые и другие кварциты, под которыми ожидается прожилково-вкрапленное оруденение, с глубокой переходящее в жильный тип (на уровне высот 450—650 м), о чем нами было отмечено ранее [4].

Резюмируя вышесказанное, можно сделать вывод о бесперспективности блоков 1 и 2 на глубину, в то время как блоки 3, 4 и 5 в глубоких горизонтах, вероятно, будут обладать значительными запасами руды. На наш взгляд, дальнейшие разведочные работы следует направлять в сторону изучения площадей горизонтов 820, 860 м и выше для

блоков 1 и 2 (частично и для блока 3), а для блоков 3, 4 и 5 нужно вести разведку глубоких горизонтов (700 м и ниже).

В заключение приведем некоторые данные, косвенно подтверждающие сделанные нами выводы о характере перемещений по разрывным нарушениям Шаумянского месторождения.

Изучение широко распространенных в пределах месторождения инъекционных вулканических брекчий [5] показало, что эти породы в разрезе имеют, в основном, расширяющуюся кверху грибообразную форму. В пределах горизонта 780 м брекчин развиты преимущественно в блоках 3, 4 и 5 (мощностями до первых сотен метров), а в блоках 1 и 2 наблюдаются лишь маломощные (максимум до 10 м) дайкообразные тела. Значит, в западных блоках подсечены корневые части этих тел, в то время как в пределах восточных блоков мы имеем дело со средними и верхними частями секущих тел эксплозивных брекчий.

На Шаумянском месторождении вопрос взаимоотношений даек диабаза и габбро-диабазы с разрывными нарушениями с-з. простирания слабо изучен, ввиду отсутствия горных выработок на узловых участках. В настоящее время господствует мнение о более молодом возрасте даек по отношению к этим разломам. По нашему мнению, дайки габбро-диабазы образовались позже заложения разломов, однако, при омоложении последних, они подверглись смещениям. Об этом свидетельствует значительное изгибание даек по простиранию при пересечении их Восточно-Шаумянским разломом в районе орта № 1 и 1-го северного квершлага штольни № 4, а также тупое выклинивание дайки у Центрального разлома в районе сочленения штольни № 4 с Халаджской штольной № 3; продолжение этой дайки к СЗ за Центральным разломом горизонтальной скважиной № 1324 не подсечено, что, очевидно, говорит о значительном смещении дайки.

Анализ результатов изучения размеров зерен основной массы барабатурмских андезито-дацитовых кварцевых порфиритов вдоль разрывных нарушений указывает на очень любопытную деталь. Наблюдается почти повсеместное относительное увеличение размеров зерен в направлении СЗ-ЮВ¹, в то время как с запада на восток зернистость основной массы в общем уменьшается. Это говорит о том, что в северной и восточной частях Шаумянского месторождения мы приближаемся к контактам андезито-дацитовых кварцевых порфиритов, а к юго-востоку, наоборот, — к центральным частям субвулканического тела, которое, вероятно, составляет единое целое с выходом кварцевых андезито-дацитов, расположенным в правобережной части р. Вохчи.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 7. VII 1975.

¹ Составляют исключение лишь породы лежащего бока Центрального разлома в штольне № 4; здесь обнажаются очень крупнозернистые породы, которые к юго-востоку сменяются крупнозернистыми разностями, что, вероятно, можно объяснить шарнирным движением блока 2, то-есть северо-западная часть блока приподнята значительно больше, чем остальные.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Ананян Э. В.* Тектопофизические исследования разрывных нарушений (на примере Кафанского района Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1968.
2. *Ананян Э. В.* Тектонические поля напряжений в пределах Кафанского брахипантиклинория в мезозое. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
3. *Асланян Л. С., Амбарцумян Г. А.* Особенности структуры Шаумянского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
4. *Ачикгёзьян С. О.* О перспективах обнаружения золото-серебряного оруденения прожилково-вкрапленного типа, связанного со вторичными кварцитами. Тезисы докл. респуб. науч.-техн. конф. молод. науч. сотр. Армении, Секция наук о Земле, Ереван, 1973.
5. *Зограбян С. А.* Эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
6. *Зограбян С. А.* О субвулканической природе барабатумских кварцевых андезитов-дацитов Кафанского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1975.
7. *Котляр В. Н.* Структура Зангезурского рудного поля. Известия АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, № 2, 1938.
8. *Саркисян Р. А.* К вопросу о структуре и особенностях локализации оруденения Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
9. *Шарапов И. П.* Применение математической статистики в геологии. «Недра», М. 1971.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.5:553:581

Т. А. АВАКЯН

ДИАТОМОВЫЕ ГЛИНЫ У с. АРАПИ

В 600 м к северо-западу от с. Арапи (Ахурянский район) обнажается залежь диатомовых глин, видимая мощность которой превышает 30 м.

Разрез этих пород был изучен А. Т. Асланяном [2,3] и Ю. В. Саядяном [3, 4]. По данным указанных авторов рассматриваемые отложения стратиграфически относятся к нижнечетвертичному возрасту, причем разрез толщи снизу вверх представлен глинистыми диатомитами, диатомовыми глинами, туфодиатомитами, диатомово-известковистыми глинами.

Описываемые породы могут представить интерес как полезные ископаемые и с этой точки зрения они впервые нами рассмотрены и предварительно изучены. Микроскопически глинистые диатомиты и диатомовые глины состоят в основном из панцирей диатомов и редких спикул губок, имеют органогенно-нелитовую, алевритовую структуру (рис. 1). Сохранность целых панцирей—65—70%, створки сцементированы кремнистым, местами кремнисто-глинистым цементом.



Рис. 1. Диатомовая глина. Ув. 400.

Глинистая примесь в отмеченных породах колеблется от 20 до 40%. Тонкодисперсный глинистый материал состоит из минералов монтмориллонитовой группы, описанных в работе Ю. В. Саядяна [4].

В описываемом обнажении глинистые диатомиты вверх по разрезу постепенно переходят в диатомовую глину, затем в диатомово-известковистую глину.

Интересно то, что в диатомово-известковистой глине глинистая часть также состоит из минералов монтмориллонитовой группы (рис. 2).

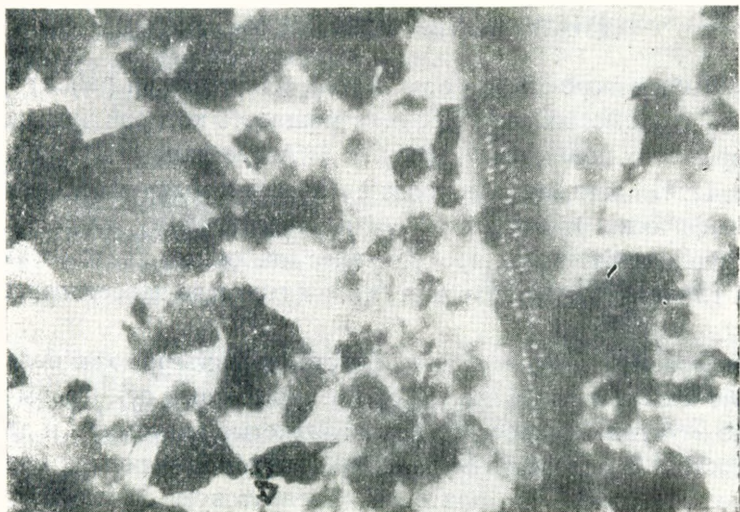


Рис. 2. Частицы с четким контуром—гидролюда, а хлопьевидные—монтмориллонит. Ув. 3600.

При изучении показателей обменной емкости отмеченные глины имели повышенные ($64,00 \text{ мг-экв}/100 \text{ г}$) значения как величины емкости обмена, так и показателей теплоты смачивания ($6,00 \text{ ккал/г}$).

О присутствии монтмориллонита свидетельствовали (наши данные) интенсивный рефлекс $C A (001) = 13,6-14,7 \text{ \AA}$ на дифрактограммах, а также дифференциальные кривые нагревания.

Макроскопически диатомово-известковистая глина отличается от диатомитовой более темной окраской, цвет ее серый с зеленоватым оттенком, большей плотностью и твердостью. Она имеет полураковистый излом.

Отмеченные породы в Ленинканском районе имеют обширное распространение, местами мощность их достигает до 30 м и выше.

Под микроскопом структура породы органогеино-нелитовая, алевроитовая (рис. 3). Порода состоит из мельчайших ($d \leq 0,001 \text{ мм}$), неправильных по форме опалов, глинистого и известковистого материала. Микроскопический анализ образцов, отобранных снизу вверх по разновидностям пород, показывает постепенное уменьшение числа панцирей, сохранение их в виде отдельных фрагментов—реликтов до почти полного (до 90%) их исчезновения.

Наблюдения показывают также, что уменьшение диатомовых форм сопровождается развитием дрейсенсий в породе.



Рис. 3. Диатомито-известковистая глина. Ув. 400.

Обратную пропорциональность между количеством содержащихся в породе дрейсенсий и количеством диатомей можно объяснить тем, что с увеличением карбонатности бассейна возрастала интенсивность растворения панцирей и соответственно менялась и структура породы. И, наоборот, при незначительной карбонатности бассейна диатомовые панцири сохранились и произошло осаждение диатомитовых глин.

Сказанное подтверждается приведенными ниже данными химического состава¹ образцов, отобранных из разных частей обнажения (табл. I), а также диаграммой зависимости между содержаниями кремнезема и CaO (рис. 4).

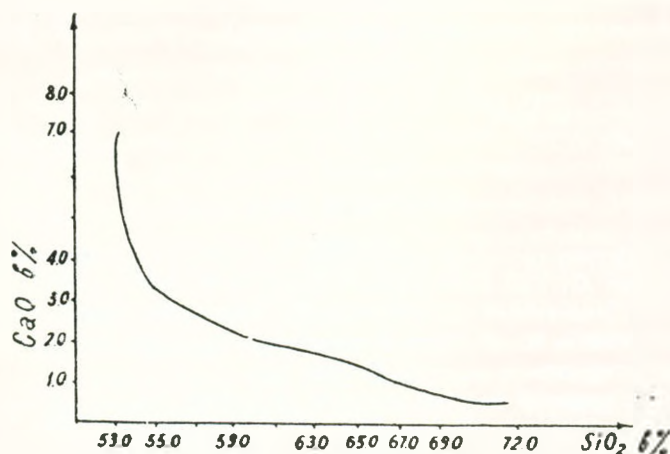


Рис. 4. Характер растворения кремнезема и связи с изменением CaO.

¹ Химические анализы производились в ИГи АН АрмССР. Аналитик Э. Оганесян.

Таким образом, в связи с изменением физико-химических условий среды (по-видимому, увеличением значений рН, солености и т. д.), в отмеченной части Ленинаканского бассейна происходили интенсивная переработка диатомовых панцирей и их растворение. Но с течением времени, несомненно, уменьшалось и поступление растворенного кремнезема в бассейн, что обусловило постепенное затухание процесса кремне-накопления.

Таблица 1

Химический состав диатомитовых пород Ахурянского района у села Арапи

Наименование пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
Диатомово-известковистая глина	55,01	0,7	17,4	5,7	0,25	3,2	1,75	0,6	2,5	1,7	1,02	5,6
	53,8	0,6	11,89	3,6	1,4	7,01	1,30	0,02	1,2	1,2	5,0	8,20
Диатомовая глина слабо известковистая	59,0	0,40	14,0	3,7	1,3	1,8	2,0	0,30	1,7	1,4	4,1	5,6
	60,0	0,53	12,8	3,75	0,3	2,0	0,8	0,03	1,5	1,9	5,2	6,4
	62,85	0,85	15,68	7,52	0,31	2,0	2,29	0,03	0,85	1,86	4,85	6,06
Диатомит глинистый	69,17	0,30	11,65	4,29	0,64	0,68	0,41	0,02	1,7	1,0	4,70	6,40
	66,0	0,4	11,8	4,5	0,5	1,3	2,1	0,03	0,9	2,1	4,6	5,9

Результаты изучения диатомитовых пород у с. Арапи показывает, что особое место среди них занимают диатомово-известковистые глины, которые описываются впервые среди многих известных диатомитовых месторождений Армении.

Предварительное изучение некоторых характерных черт диатомово-известковистых пород (петрография, физико-химические свойства, микропалеоботаника и др.) показало, что дальнейшие, более детальные их исследования могут иметь как научное (например, уточнение условий образования озерных отложений Ширакской котловины, выяснение характера растворения аморфного кремнезема), так и практическое значение.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 14.V.1975.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Т. А. Петрографическое расчленение диатомитов Сисианского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1968.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т., Саядян Ю. В. Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Ереван, 1973.
4. Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле № 3, 1969.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.38

М. С. БАДАЛЯН

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИЧИННОЙ СВЯЗИ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ В ОБЛАСТИ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА АРМЯНСКОЙ ССР И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Верхнеплиоцен—четвертичные вулканические проявления в пределах Армянской ССР локализуются в двух зонах. Одна из них, так называемая Северная вулканическая дуга [4], расположена в сводовой части Армянского мегантиклинория и охватывает Сюникское, Вайк-Варденинское вулканические нагорья. Вторая зона, или Транскавказский ареал [4], охватывает массивы гг. Арарат и Арагац, г. Араплер и Ахалкалакское нагорье.

При рассмотрении магнитного и геотермического полей в пределах этих двух зон привлекает внимание следующее: Северная вулканическая дуга, характеризующаяся крупными положительными аномалиями регионального магнитного поля, отличается также аномально повышенным геотермическим полем; в пределах Транскавказского ареала, по имеющимся данным, геотермическое поле имеет тенденцию к пониженным значениям, а региональное магнитное поле отличается преимущественно слабыми отрицательными аномалиями.

Предполагается, что эта связь магнитного и геотермического полей является не случайной и обусловлена глубинными условиями вулканизма в вышеописанных зонах. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

На карте наземной и аэромагнитной (на высоте 100 м) съемок областей новейшего вулканизма соответствует зона интенсивных аномалий обоих знаков. Установлено, что в создании аномалий большую роль играют эффузивные породы основного и среднего состава, имеющие высокую остаточную намагниченность [1]. При этом верхнеплиоцен—нижнечетвертичные базальтовые и другие лавы, особенно широко развитые в пределах Транскавказского ареала благодаря обратной намагниченности создают отрицательное поле; более молодые лавы, имеющие нормальную намагниченность, вызывают положительные аномалии. Однако, это не значит, что отрицательные аномалии всегда можно объяснить палеомагнитными явлениями. На высоких уровнях магнитной съемки древние породы, слагающие подластовый фундамент и имеющие, в основном, слабые магнитные свойства [2], также могут создавать слабое отрицательное поле. На больших высотах влияние лавовых покровов уменьшается, а иногда и исчезает, и начинают влиять уже магнитовозмущающие объекты, залегающие на глубине. В таких случаях интенсивные локальные аномалии, наблюдаемые на общем отрицательном фоне, следует

интерпретировать как влияние глубинных масс, неоднородных по сравнению с окружающими породами [7].

Сравнение магнитных карт, снятых с разных высот, показывает, что возмущенное магнитное поле вулканических областей обусловлено не только толщей изверженных пород, но и глубинными магнитными телами.

По мере удаления от дневной поверхности, магнитное поле в Северной дуге и Транскавказском ареале меняется по-разному. Так, на относительной высоте 1000—1200 м Северная дуга характеризуется полосой интенсивных положительных аномалий, а сопредельные с ней районы — слабым отрицательным полем. Транскавказский ареал на такой высоте отличается, в основном, отрицательными аномалиями, обусловленными, по-видимому, мощными, обратно намагниченными эффузивами; только над массивом г. Арагац наблюдается сложная интенсивная аномалия.

На абсолютной высоте 4000 м магнитное поле Северной дуги выражается в виде плотной цепи крупных линейных аномалий интенсивностью до 500—600 гамм. В пределах Транскавказского ареала на высоте 4000 м наблюдается лишь одна интенсивная аномалия (интенсивностью до 500 гамм) отрицательного знака, совпадающая с массивом г. Арагац, а в целом вся зона отличается слабым отрицательным полем (рис. 1).

Положительные магнитные аномалии в Северной дуге, наблюдаемые на высоких уровнях аэромагнитной съемки (при высоте 4000 и 9000 м), по всей вероятности, обусловлены насыщенностью этой зоны интрузивным материалом основного или ультраосновного состава. По весьма несложным расчетам, верхняя кромка магнитовозмущающих масс расположена на глубинах 2—5 км. Незначительное отличие в интенсивности и размерах в плане аномалий на высотах 4000 и 9000 м показывает, что эти тела имеют крупные размеры и большое распространение в глубину. В плане они расположены близко друг к другу и образуют плотную цепь, а в вертикальной плоскости, возможно, расположены этажами, и наблюдаемые аномалии являются их суммарным эффектом. Судя по всему, эти тела представляют собой вторичные магматические очаги вулканических проявлений Северной дуги. Существование таких очагов и примерно на таких же глубинах в областях ареального вулканизма Армении предполагается также и по геологическим данным [3].

Судя по характеру магнитного поля в пределах Транскавказского ареала, вторичные магматические очаги, подобные таковым в Северной дуге, здесь либо отсутствуют, либо имеют очень маленькие размеры, или находятся на больших глубинах — ниже изотермы Кюри. Что касается аномалии, наблюдаемой над массивом г. Арагац, то она имеет дипольный характер и по своей форме сходна с аномалиями, наблюдаемыми над многими кальдерами Японии [13]. На наш взгляд, эта аномалия может быть обусловлена присутствием тела, расположенного почти вертикально внутри массива Арагац и имеющего меньшую намагниченность, чем окружающие породы.

Теперь, после такого анализа магнитного поля, рассмотрим характерные черты геотермического поля вулканических областей Армянской ССР.

Северная дуга в первом приближении совпадает с зоной повышенных значений градиента и плотности теплового потока (рис. 2). Геотермический градиент здесь составляет около 5°C на 100 м, а величина плотности теплового потока изменяется в пределах 2,0—2,6 мккал/сек. см² и соответствует среднему значению теплового потока для кайнозойских вулканических областей (2, 16 мккал/сек. см² [12]).

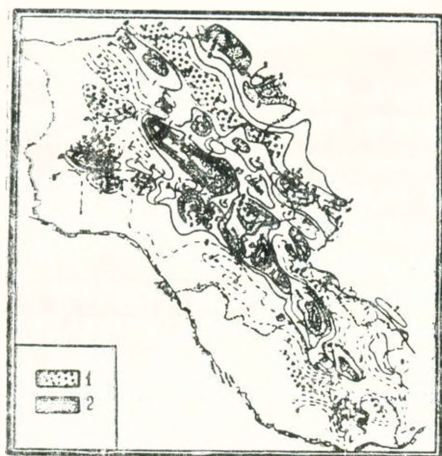


Рис. 1.

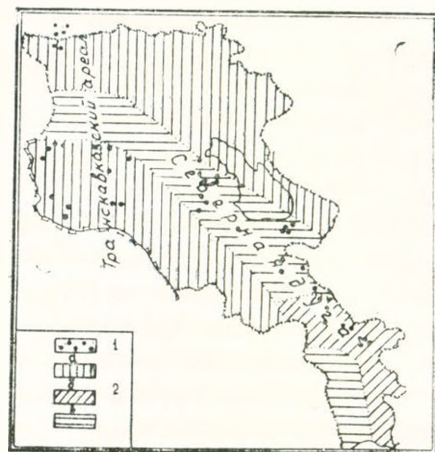


Рис. 2.

Рис. 1 Карта магнитного поля ΔTa на высоте 4000 м [9]. Экстремальные значения поля: 1—отрицательные; 2—положительные.

Рис. 2. Схема геотермического районирования (по Мирджаяну Р. Т.) и расположения вулканических зон. 1—вулканические центры; 2—зоны пониженных (а), средних (б) и повышенных (в) значений геотермического градиента и плотности теплового потока.

Южная, большая часть Арагацкой вулканической подзоны характеризуется пониженными значениями плотности теплового потока. На Арагацком массиве геотермических данных не имеется. Очень мало данных на Ахалкалакском нагорье, однако, по имеющимся данным, здесь тоже величина теплового потока не превышает 1,8 мккал/сек. см². Если учесть также, что зона повышенных значений геотермического поля к северо-западу продолжается и пересекается Транскавказским ареалом (рис. 2) только по значениям 1—2 измерений, то можно заметить, что в Транскавказском ареале геотермическое поле в целом имеет тенденцию к пониженным значениям.

Таким образом, в областях новейшего вулканизма Армянской ССР наблюдается прямая пространственная корреляция между геотермическим и региональным магнитными полями: области с повышенными значениями регионального магнитного поля характеризуются также повышенными значениями геотермического поля. Исходя из этого, можно по-

лагать, что вышеописанные максимумы геотермического и магнитного полей, возможно, имеют единый источник. Такими источниками могут быть крупные магматические очаги, расположенные в верхних и средних ярусах земной коры. Как было сказано выше, глубина залегания верхней кромки предполагаемых очагов составляет 2—5 км. Если даже полагать, что геотермический градиент, составляющий в этой области около 5°C на 100 м, не уменьшается с глубиной, то глубина, на которой достигается температура Кюри для ферромагнитных минералов, должна составлять не менее 15 км. Это значит, что мощность магнитовозмущающих объектов может составлять 10—13 км. Интрузивные тела основного состава, имеющие такую мощность, вполне способны создать описанные выше аномалии.

Аномалии же геотермического поля, вероятно, обусловлены более глубокими частями магматических очагов, имеющими большие температуры.

Р. Т. Мириджанян [8], в общем не исключая возможности возникновения тепловых аномалий за счет магматических очагов, придает последним второстепенное значение. При этом он ссылается на результаты аналитических расчетов [10], по которым аномалии от вторичных очагов и магмоподводящих каналов затухают на сравнительно близких расстояниях, не получив регионального распространения. Однако, очаги и магмоподводящие каналы, рассматриваемые в работе [10], имеют сравнительно мелкие размеры и представляют «поверхностную» вулканическую активность. Тепловой поток, связанный с такими объектами, обусловлен не только обычной теплопроводностью, но и переносом масс и носит локальный характер. Такие локальные аномалии обычно имеют высокую интенсивность (до 9—13 мккал/сек. см² для вулканов Японии [12]) и могут сильно изменяться от места к месту.

Магматические очаги, предполагаемые по магнитным данным в Северной дуге, имеют несравненно большие размеры, большое распространение в глубину и в данном случае представляют подповерхностную вулканическую активность. Обычно, такой подповерхностной вулканической активностью объясняются высокие значения регионального теплового потока в других вулканических областях [12].

Таким образом, есть основание полагать, что аномалии регионального магнитного и геотермического полей в Северной дуге связаны с одними и теми же объектами—вторичными магматическими очагами.

С другой стороны, следует учесть также влияние неотектонических движений на формирование геотермического поля.

Аномалии в современном геотермическом поле связываются с наиболее молодыми (неоген-четвертичными) структурообразующими движениями [6]. При этом механизм влияния неотектонических движений на распределение теплового поля представляется в следующем виде [5, 6].

Геотермические аномалии, в основном, отражают интенсивность и направленность вертикальной миграции по-разному нагретых подземных

вод в трещинной среде. А степень раскрытости трещин, по данным инженерно-геологических исследований, определяется неотектоническими движениями [5]; в новейших впадинах трещины чаще всего имеют сомкнутые стенки, на поднятиях господствуют условия растяжения.

Аналогичная связь наблюдается также между зонами растяжения и проявлениями вулканизма. Связь вулканизма с зонами растяжения, структурного поднятия и повышенного теплового потока выдерживается для всех вулканических областей, различаясь по масштабу этих процессов для районов с различными типами активизации земной коры [11]. При этом зоны растяжения, по которым из глубин Земли на поверхность поднимается магма, в современных динамических поясах Земли сопряжены с зонами сжатия, в которых возникают надвиги, сбросы и землетрясения [11].

Северная вулканическая дуга приурочена к сводовой части Центрального геоантиклинального поднятия Армении. Этот факт показывает, что аномально высокий тепловой поток в этой области связан с повышенным положением теплового фронта, обусловленным как наличием вторичных магматических очагов, так и существованием целых систем трещин растяжения, обусловленных структурным поднятием.

В связи с этим можно полагать, что зона Транскавказского ареала, имевшая высокую проницаемость в верхнеплиоценовое время (извержения базальтовых лав), в четвертичное время быстро перешла в зону сжатия, о чем свидетельствуют как пониженные значения геотермического поля, так и высокая сейсмичность в этой области.

В заключение надо отметить, что выделенные два фактора (магматические очаги и раскрытость трещин), которые могут влиять на распределение геотермического поля, взаимосвязаны и объясняются особыми глубинными условиями вулканизма области. В их взаимоотношении главную роль надо придавать первому фактору. Различия в теплопроводности разных участков Земли могут оказывать влияние на аномальные значения теплового потока, но не могут обуславливать аномалии большой протяженности.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
АН Армянской ССР

Поступила 12.V.1975.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
2. Геология Армянской ССР, том X. Геофизика. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
3. Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцдзора (Армения). Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Лаборатория вулканологии, М., 1963.
4. Карапетян К. И. Верхнеплиоцен—четвертичные магматические формации и вулканизм Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.

5. Ковальский В. Неотектонические движения—инженерно-геологический фактор. Проблемы инженерной геологии. Изд-во МГУ, 1970.
6. Ласточкин А. Н. Связь геотермического режима с неотектоническими движениями и морфоструктурами нефтегазоносных областей. Геоморфология, 3, 1973.
7. Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолтехиздат, М., 1955.
8. Мириджян Р. Т. О природе аномально повышенного геотермического поля Центрального района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле № 6, 1974.
9. Никольский Ю. И., Сироткина Т. Н., Милай Г. А. Некоторые черты тектоники и истории геологического развития территории Армении по данным геофизики. Сб. «Методы разведочной геофизики», вып. 12, «Недра», Л., 1971.
10. Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). «Наука», М., 1966.
11. Святловский А. Е. Структурная вулканология. «Недра», М., 1971.
12. Хоран К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях. Земная кора и верхняя мантия. «Мир», М., 1972.
13. Hagiwara J. Analysis of the results of the aeromagnetic surveys over volcanoes in Japan, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 43, 1965.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.382.3

О. Л. БАГИНА, Д. О. МИНЦЯН, Г. Н. ПЕТРОВА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРЯЖЕННОСТИ ДРЕВНЕГО
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО НАМАГНИЧЕННОСТИ
ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР

Эффузивные породы Армении, представленные долеритовыми базальтами позднего плиоцена (г. Степанаван, р-н р. Дзорагет), и среднечетвертичными андезито-дацитами и туфами (село Амасия, р-н р. Ахурян и массив горы Арагац), при нагреве, как правило, изменяются. Резкие изменения ферромагнитной фракции этих пород не позволяют применить метод Телье для определения древнего поля.

В работе применен новый «безнагревный метод» H_c для оценки величины древнего геомагнитного поля. Основой этого нового метода служило сравнение естественной остаточной намагниченности (в предположении термоостаточная) с идеальной намагниченностью, имея в виду, что по характеру намагничивания и размагничивания переменным магнитным полем эти намагниченности близки [2].

Из большого количества изученных образцов удалось выбрать около двух десятков таких, ферромагнитная фракция которых не претерпевала изменений во время нагрева. Напряженность магнитного поля Земли по этим образцам определялась методом последовательных нагревов Телье и методом H_c . Определение H_{gr} двумя независимыми методами позволило провести оценку применимости метода H_c к данной коллекции и использовать для определения древнего поля образцы, изменяющиеся при нагреве.

Образцы коллекции были разбиты на три группы на основании совпадения коэрцитивных спектров J_n и J_H , рассчитанных по кривым намагничивания переменным магнитным полем [1]. Результаты вычислений величин H_{gr} по двум методам приведены в табл. 1.

1. Естественная остаточная намагниченность образцов первой группы состоит из одной компоненты. Об этом свидетельствует неизменность направления J_n в процессе нагрева и при размагничивании переменным магнитным полем h (рис. 1а, б).

Ферромагнитная фракция образцов этой группы, судя по кривым $J_{ns}(t)$ и $J_{ps}(t)$, представлена магнетитом, зерна которого лишь незначительно окисляются в процессе нагрева (рис. 1в).

Эта группа образцов позволяет надежно определить H_{gr} по кривым Телье. Коэрцитивные спектры J_n и J_H совпадают достаточно хорошо: максимумы и минимумы функции $f(h)$ приходятся на те же самые поля (в пределах 50 э), ширина максимумов одинакова, амплитуды

Таблица 1

Группа	№ образца	Порода	Знак намагниченности	H_e	H_T	Примечание
Первая	1а	Долеритовый базальт	—	$0,44 \pm 0,007$	0,44	Кривые Телье надежные, коэрцитивные спектры совпадают
	10б	"	—	$0,43 \pm 0,05$	0,44	
	5а	"	—	$0,44 \pm 0,005$	0,43	
	40	Андезит-дацит	+	$0,52 \pm 0,015$	0,54	
	409	Туф	+	$0,14 \pm 0,04$	0,14	
	416б	"	+	$0,35 \pm 0,04$	0,36	Кривые Телье ненадежные, коэрцитивные спектры совпадают
	31	Андезит-дацит	+	$0,27 \pm 0,035$	0,27	
	8	Долеритовый базальт	—	$0,40 \pm 0,036$	0,40	
	12	"	—	$0,50 \pm 0,025$	0,48	
Вторая	2а	Долеритовый базальт	—	$0,50 \pm 0,01$	0,49	Кривые Телье надежные, максимумы коэрцитивных спектров сдвинуты в сторону высоких полей
	20	"	—	$0,43 \pm 0,03$	0,36	
	431б	Андезит-дацит	+	$0,36 \pm 0,04$	—	
	14б	Долеритовый базальт	—	$0,428 \pm 0,004$	0,415	
	7б	"	—	$0,57 \pm 0,019$	0,59	
	402	Андезит-дацит	—	$0,26 \pm 0,04$	0,29	
Третья	52	Андезит-дацит	+	$1,65 \pm 0,05$	0,44	Коэрцитивные спектры не совпадают
	45	"	+	$0,48 \pm 0,05$	—	
	18	Долеритовый базальт	—	$0,62 \pm 0,003$	0,38	
	62	Туф	—	$0,66 \pm 0,05$	0,404	
	401	Андезит-дацит	+	$0,15 \pm 0,045$	0,25	
	420а	Туф	—	$0,74 \pm 0,06$	0,38	Образцы обладают компонентами J_n
	6б	Долеритовый базальт	—	$0,95 \pm 0,05$	0,42	

отличаются в пределах 30% (рис. 1г). Значения $\frac{\Delta J_n}{\Delta J_{rt}}$ при увеличении размагничивающего поля на 50э остаются в пределах 10% до полей 600э.

Для образцов этой группы древнее поле, определенное по методу Телье и методу H_e , совпадают с точностью до 5% (табл. 1).

Для образцов 31, 12, 37, 8 коэрцитивные спектры по $J_n(h)$ и $J_{rt}(h)$ совпадают не хуже (рис. 2г), чем у образцов первой группы, но кривые $J_{rt}(t)$ и $J_{nt}(t)$ не дают возможности надежно определить поле по методу Телье (рис. 2а). Резкое изменение $J_{nt}(t)$ и $J_{rt}(t)$ приходится на температурный интервал 500—600°C и, таким образом, метод Телье вырождается в сравнении величин $J_n(t)$ и $J_{rt}(t)$. Поскольку при температурах 500—600°C начинаются минералогические изменения, величина J_{rt} может включить намагниченность изменившихся зерен, т. е. сравнение становится неправомерным.

Наличие минералогических изменений в процессе нагрева образцов подтверждается и термомагнитными исследованиями (рис. 2в). Судя по кривым $J_{rt}(t)$ и $J_{nt}(t)$, в процессе нагрева идет превращение магнетита в гематит.

Значения H_{gr} по методу H_e для образцов укладываются в ошибку (весьма значительную) определения H_{gr} по методу Телье.

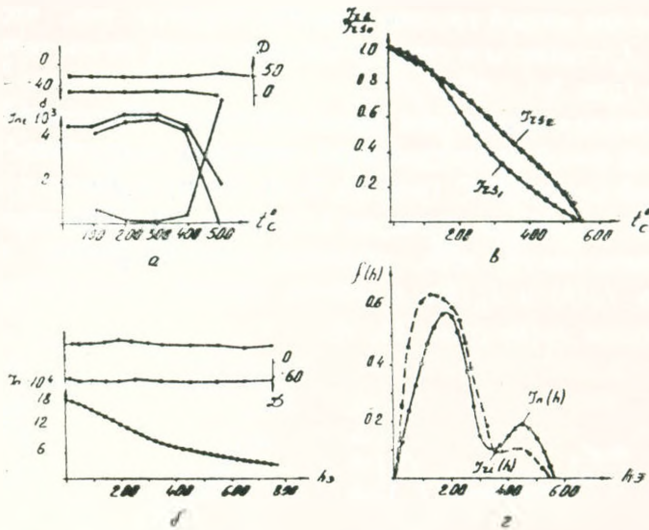


Рис. 1. Кривая Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{rs}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{ri} (г) для первой группы образцов: 1—кривая термонамагничивания в лабораторном магнитном поле, 2—кривая терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности, 3—кривая терморазмагничивания первичной намагниченности.

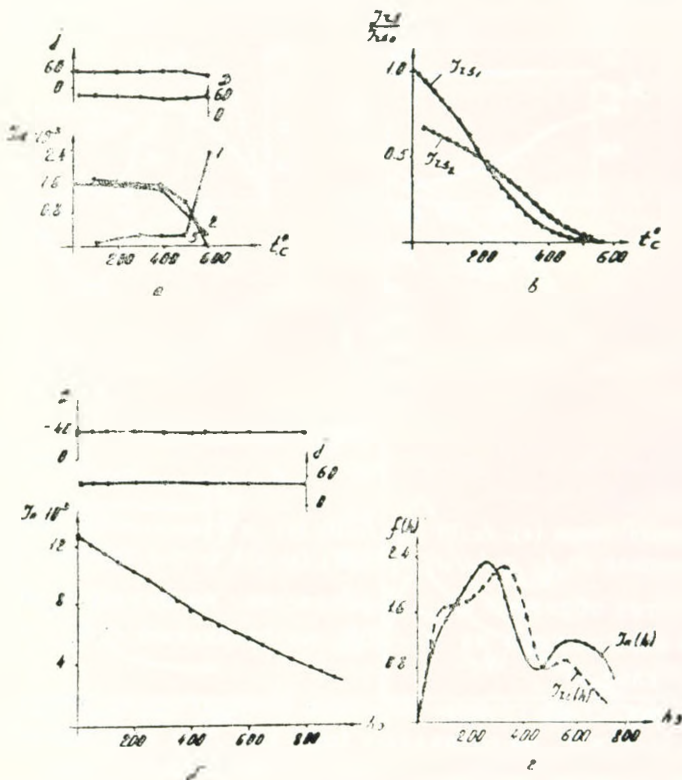


Рис. 2. Кривая Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{rs}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{ri} (г) образцов, для которых H_{gr} по методу Телье определяется ненадежно.

2. Образцы второй группы характеризуются тем, что максимум $f(h)$ для J_n сдвинуты в сторону высоких полей по сравнению с J_{ri} на 100—150 э (рис. 3г).

Естественная остаточная намагниченность обусловлена одной ферромагнитной фазой, представленной, очевидно, мелкозернистым магнетитом с точкой Кюри 575°C (рис. 3а, б, в). Этому соответствует один, хотя и размытый, максимум функции $f(h)$ (рис. 3д). Об однокомпонентности намагниченности этих образцов свидетельствуют коэрцитивные спектры по $J_n(h)$ и $J_{ri}(h)$, а также кривая размагничивания переменным полем $J_n(h)$ (рис. 3б, г).

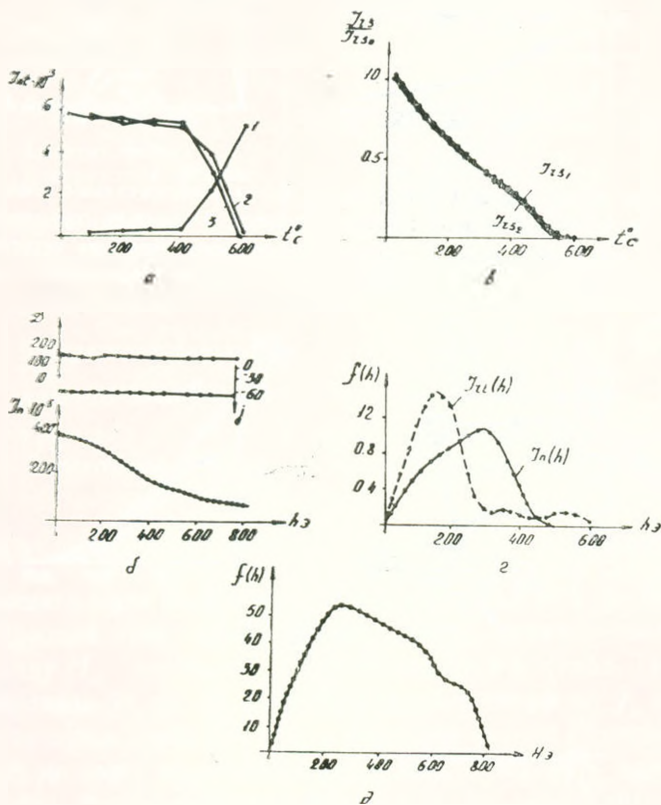


Рис. 3. Кривая Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{ri}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{ri} (г) и $J_r(H)$ (д) для второй группы образцов.

Для этих образцов H_{gp} , определенное по методу H_e , в основном, получается заниженным на 10—20% по сравнению с H_{gp} , определенным методом Телье.

3. Для третьей группы образцов коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{ri} не совпадают (рис. 4г). Для этих образцов H_{gp} определенное разными методами, может отличаться в 2 раза.

Во всех образцах этой группы, судя по кривым $J_{rs_i}(t)$ и $J_{ns_i}(t)$, в процессе нагрева идут минералогические изменения. На кривых Телье после 300—400°C наблюдаются изменения направления (рис. 4а, в).

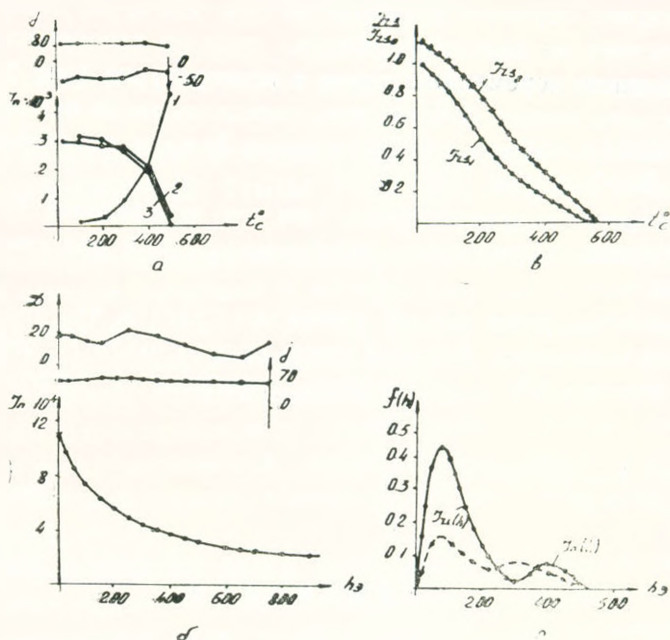


Рис. 4. Кривая Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{rs}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{rs} (г) для третьей группы образцов.

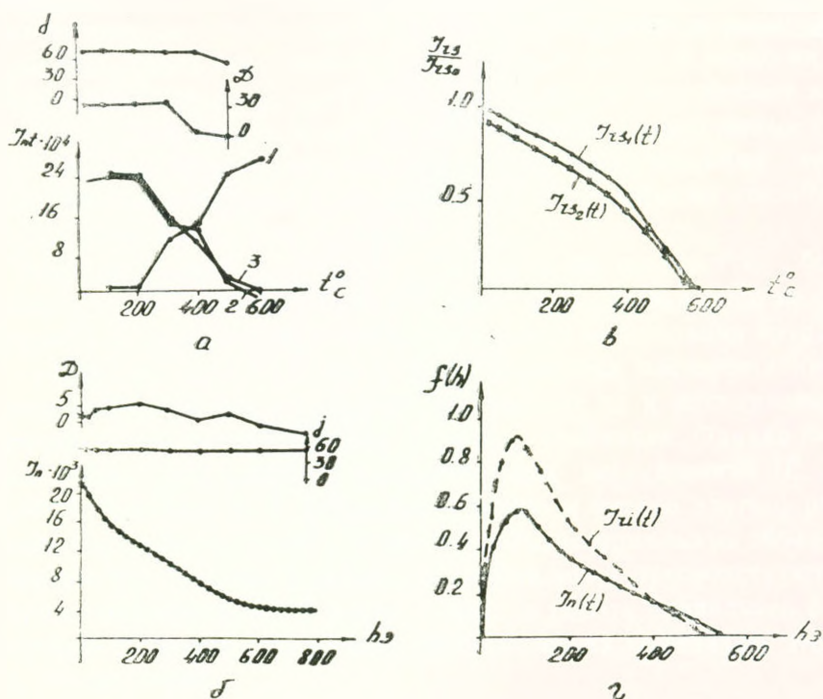


Рис. 5. Кривая Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{rs}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по J_n и J_{rs} для образцов с двухкомпонентной намагниченностью.

Необходимо обратить внимание на обр. 420 в, 6б, намагниченность которых состоит из двух компонентов, судя по изменению углов при размагничивании переменным полем и температурой (рис. 5а, г). У этого образца, естественно, древнее поле, определенное по методу Телье и методу H_c , отличаются при хороших кривых Телье и при совпадении коэрцитивных спектров (рис. 5г).

Это является подтверждением того, что определение древнего поля возможно только на образцах, обладающих одной компонентой намагниченности.

Приведенные выше данные позволяют считать, что при совпадении коэрцитивных спектров J_a и J_{ci} древнее поле методом H_c определяется с ошибкой, порядка 5%, и может быть применено на эффузивных породах.

ИГИС АН Арм. ССР, МГУ,
ИФЗ АН СССР

Поступила 20.I.1975

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Кочегура В. В., Розенталь В. В. Коэрцитивные спектры размагничивания различных видов остаточной намагниченности. В сб. «Магнетизм горных пород и палеомагнетизм», М., 1968. Ин-т физики Земли АН СССР, 1969.
2. Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М., 1961.

РЕЦЕНЗИИ

О КНИГЕ Ф. И. ВОЛЬФСОНА И А. В. ДРУЖИНИНА
«ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ»¹

В рецензируемой книге подводится итог определенному этапу плодотворной научной деятельности авторов—крупных специалистов в области рудных месторождений. В то же время, по содержанию и весьма доступной форме изложения она, по существу, является учебным пособием для студентов геологоразведочных вузов и факультетов.

Авторы рассматриваемого труда сумели удачно синтезировать результаты своих многолетних научных исследований с колоссальным объемом новой информации, появившейся в последнее время в периодической печати.

Удачной компоновке книги, видимо, немало способствовал и многолетний опыт педагогической деятельности указанных исследователей.

В рецензируемой книге изложен материал по 41 металлу (черные металлы и их сплавы, цветные, благородные, радиоактивные и редкие). Для большинства месторождений приводятся данные по экономике, геохимии, минералогии. По каждому металлу рассмотрены характерные для него генетические группы, классы и промышленные типы месторождений и дана их краткая характеристика. Приведено описание геологии типичных примеров месторождений и в краткой форме освещаются вопросы их генезиса. При этом описано 180 месторождений зарубежных стран и СССР. Большинство из них сопровождается геологическими картами, структурно-петрографическими схемами, схематическими геологическими колонками, блок-диаграммами.

Книга оставляет хорошее впечатление своей весомостью, большим фактическим материалом. Вместе с тем, она не лишена ряда мелких недостатков, которые можно было бы учесть при переиздании труда.

1. При описании Сёдберга и медно-никелевых месторождений Мончегутинды, Норильской группы, авторы относят их к ликвационным образованиям, как и принято было в других учебниках. Однако периодическая литература, а также ряд специальных исследований (Е. К. Козлов, Э. И. Елисеев, Н. А. Корнилов, а теперь и многие другие) рассматривают эти месторождения как типичные гидротермальные образования. В Швеции при поисках подобных месторождений руководствуются гидротермальной гипотезой. В связи с этим, в работе правильней было бы упомянуть об имеющихся разных представлениях по генезису этой группы месторождений.

2. Отсутствуют описания таких уникальных месторождений как Каджаран, Гай, Алмалык и др. Студенты должны знать о них так же,

¹ Изд-во „Недра“, 1975 г.

как и о Кляймаксе, Санта-Рите и др., что крайне необходимо для осмысливания ряда дискуссионных вопросов по рудообразованию.

3. Возможно, стоило как-нибудь оттенить метасоматиты как поисковый признак на определенные типы руд (металлы).

4. Промышленные концентрации золота известны и в полосе глубинных разломов, в районах распространения базитов и ультрабазитов. Студенту стоило бы знать и об этом.

5. Заглик отнесен к месторождениям сольфатарного генезиса, тогда как ряд исследователей, в том числе М. А. Кашкай, Ф. К. Шипулин и др. отрицают это положение. Желательно осветить и этот вопрос.

6. При описании месторождения Коунрад досадно пропущены упоминания об исследованиях Н. И. Наковника, в свое время много сделавшего в деле изучения этого месторождения.

7. При переиздании книги желательно обратить внимание на некоторые упущения технического порядка. Так, например, набраны одинаковым шрифтом неэквивалентные друг другу понятия: «Березовское месторождение» и «красничные жилы» (стр. 284, 285). Подобное—на стр. 163 и др.

Переходя к общей оценке книги, следует отметить что, несмотря на указанные мелкие упущения, она выгодно отличается от подобных учебных пособий богатством информации, аргументированностью и доказательностью.

Язык простой, доступный и убеждающий.

Представленный труд, видимо, может служить еще и справочником, пока не будут изданы более соответствующие такому назначению книги, крайне необходимые для специалистов широкого профиля.

Еще раз хочется подчеркнуть, что рецензируемая книга является глубоко продуманным серьезным обобщением, которое поможет ближе подойти к познанию природы и осмысливанию ряда сложных и еще неоднозначно определяемых положений рудообразования, как студенту, так и квалифицированному специалисту.

С. А. МОВСЕСЯН

Доктор геолого-минералогических наук

РЕЦЕНЗИИ

ЦЕННАЯ МОНОГРАФИЯ
ПО РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ АРМЯНСКОЙ ССР

Издательство АН Армянской ССР выпустило книгу Ш. О. Амриряна и А. С. Фарамазяна «Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР»¹. В книге детально и всесторонне освещены особенности геологического строения, минеральный состав и геохимия руд двух интересных месторождений Малого Кавказа—Зодского золоторудного и Каджаранского медно-молибденового, расположенных соответственно в Севано-Акеринской и Анкаван-Зангезурской эвгеосинклинальных зонах.

В первой части книги, посвященной Зодскому золоторудному месторождению, автор—Ш. О. Амрирян, на основании личных исследований и литературных данных, определяет стратиграфическое положение осадочных и вулканогенно-осадочных образований, развитых в пределах месторождения. Кратко описываются интрузивные породы, которые в пределах месторождения проявлены широко и разнообразно. Детально и обстоятельно рассматриваются геолого-структурные особенности месторождения. Всю историю развития геологического строения рудного поля автор делит на ряд этапов. Процесс формирования самого месторождения делится на три этапа: дайковый, гидротермальный и пострудный; приводятся характер и интенсивность тектонических движений. Систематизированы и всесторонне охарактеризованы главнейшие группы дисъюнктивных нарушений.

Зодское месторождение золота характеризуется сложным и разнообразным минеральным составом руд. Исследованиями Ш. О. Амриряна установлено, что это разнообразие обусловлено многостадийностью рудного процесса, особенностями рудогенерирующего очага и характером вмещающих пород. На основании изучения структурно-текстурных взаимоотношений, пространственного расположения, особенностей строения и минерального состава рудных тел выделены и обстоятельно описываются шесть стадий минерализации: дорудная кварцевая, кварц-пирит-арсенопиритовая, кварц-карбонат-полисульфидная, кварц-карбонат—золото-теллуридовая, кварц-антимонитовая и безрудная (кварц-карбонатная). В продуктах этих стадий принимают участие около семидесяти гипогенных рудных минералов, большинство из которых в рудах Армении установлено впервые Ш. А. Амриряном. Среди этих минералов наибольший интерес представляют теллуриды золота, серебра, висмута, свинца и других элементов.

¹ Ереван, 1974 г.

Путем детальных микроскопических исследований с применением рентгеноструктурного, микроспектрального, химического и других анализов изучены и детально описываются гипогенные рудные, гипергенные и перудные минералы, их физические и оптические свойства, текстурно-структурные особенности, парагенетические ассоциации, элементы-примеси, что, безусловно, поможет решению многих вопросов обогащения и комплексного использования руд.

В качестве замечания к этой части работы отметим следующее: выделяя в формировании Зодского месторождения три этапа (дайковый, гидротермальный, пострудный) (стр. 20—25), Ш. О. Амирян всю рудную минерализацию месторождения связывает с одним очагом (стр. 102), «с очагом субвулканических тел кварцевых диоритов, диорит-порфиров, липарит-порфиров» (стр. 127). Вместе с тем, при описании никелина Ш. О. Амирян указывает, что никелин в ассоциации с миллеритом, хлорантитом, смальтином встречается «в виде гнезд и шлировых выделений в измененных *основных* (журсив наш—А. К.) породах рудных зон, почему приходится генетически их связывать с вмещающими породами» (стр. 41—43). Таким образом, читатель имеет право заключить о наличии значительного разрыва между временем проявления никель-кобальтовой минерализации и оруденением золота и, следовательно, о связи их с различными этапами магматической деятельности.

Особое внимание уделено геохимической характеристике руд Зодского месторождения, состав которого, по Ш. О. Амиряну, обусловлен не только характером рудообразующих гидротермальных растворов, изменяющихся в различных стадиях минерализации, но и составом вмещающих пород. Так, рудные тела, локализованные в серпентинитах, перидотитах и габбро, обогащены ванадием, хромом, марганцем, магнием, никелем. В работе приводятся особенности распределения и формы нахождения редких, благородных, цветных и черных металлов в различных типах руд, парагенетических ассоциациях минералов в продуктах различных стадий минерализации. Определенный практический интерес представляет установление условий концентрации золота, серебра, теллура, селена и других ценных компонентов руд Зодского золоторудного месторождения.

Небольшой раздел работы посвящен изучению и систематизации структурно-текстурных особенностей руд месторождения, которые вместе с данными по минералогическим особенностям руд используются для решения вопросов условий образования месторождения. Рассматривая развитие Зодского золоторудного месторождения на фоне общей истории металлогенического развития Севано-Акеринской зоны, Ш. О. Амирян приводит ряд фактов, свидетельствующих о парагенетической связи оруденения с субвулканическими телами, штоками и дайками умеренно-кислых пород олигоцен-досреднемиоценового возраста. Рудообразование происходило в непрерывном изменении окислительно-восстановительного потенциала и pH среды. Оно начинается от восстановительных щелочных условий и завершается нейтральными-слабокис-

лыми растворами. Минералообразовательный процесс протекал в средне-низкотемпературных условиях, на небольших глубинах. С глубиной роль пирит-арсенопиритовых и полисульфидных руд возрастает, преобладают теллуриды Bi, Ni, Au и Pb, увеличивается золото-серебряное отношение, уменьшается роль антимонитовой минерализации, исчезает клеофан.

Последние две главы работы посвящены сравнению Зодского месторождения с другими золоторудными месторождениями, перспективам оруденения и некоторым поисковым критериям на золоторудную минерализацию. На основании анализа многочисленных фактов автор приходит к заключению, что оруденение должно продолжаться на запад (в бассейны р. Тигрангет и Асансу) и на большие глубины (порядка 1000—1200 м).

Вторая часть монографии посвящена минералогии и геохимии Каджаранского медно-молибденового месторождения. Автор этой части, А. С. Фарамазян, после краткой характеристики геологического строения и металлогении Зангезурского рудного района и месторождения приводит описание стадий минерализации гидротермального этапа рудообразования. На основании пересечения прожилков и жил различного минерального состава—парагенетических ассоциаций, разобщенности их в пространстве и приуроченности к различным тектоническим структурам, а также гидротермального и околожильного метасоматоза и геохимических особенностей руд и минералов, выделяются 10 стадий минерализации, которые являются результатом прерывистого характера отделения рудоносных растворов от магматического очага и стадийного развития рудолокализирующих структур.

На основании изучения последовательности выделения стадий минерализации и пространственного их распределения в пределах рудного поля, автор приходит к заключению о наличии здесь пульсационной зональности, обусловленной последовательным перемещением центров трещинообразования с запада на восток. Пульсационный характер рудообразовательного процесса обусловил также вертикальную зональность, выраженную в повышении роли кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой, карбонатной и ангидрит-гипсовой стадий с глубиной, при незначительном уменьшении основных промышленных стадий.

В связи со стадиями минерализации рассматриваются гидротермальные изменения вмещающих пород, которые широко развиты в пределах рудного поля. С помощью наглядных и удачно составленных схем показывается характер и интенсивность гидротермальных изменений в связи с каждой из выделенных стадий минерализации.

Интересные данные приводятся в разделе, посвященном анализу парагенетических ассоциаций, последовательности выделения минералов и характеру гидротермальных растворов. Сравнение количественно-минерального состава различных стадий минерализации привело А. С. Фарамазяна к заключению о том, что различие между стадиями минерализации в основном заключается в различных количественных соотношениях между главными рудообразующими минералами, что свидетель-

ствуется о растянутости процесса минерализации и, как предполагает автор, обусловлено глубоко протекавшей дифференциацией источника оруденения. С падением температуры происходит смена окислов сульфидов (основное промышленное оруденение), а затем — ассоциацией сульфидов, сульфосолей, теллуридов и самородных элементов. Такая схема эволюции минералообразовательного процесса рассматривается в непосредственной связи с изменением окислительно-восстановительного потенциала среды.

Рассматривая вопросы стадийного развития рудообразовательного процесса Каджаранского месторождения, к сожалению, А. С. Фармазян совершенно умалчивает об этапности его формирования. Не останавливаясь здесь на значении выяснения вопроса связи оруденения рассматриваемого месторождения с теми или иными породами Мегринского плутона, отметим, что наличие рудной минерализации в порфировидных гранитах и связанных с ними дайках не может свидетельствовать об отсутствии более ранней рудной минерализации, связанной с интрузивной монзонитов.

На основании детальных минераграфических исследований руд определена последовательность образования минералов, вскрыты интересные закономерности сочетания и смены парагенетических ассоциаций минералов во времени и пространстве. Рассматривая место, время и относительную роль девяти главнейших двух-, трех- и четырехкомпонентных физико-химических систем в продуктах различных стадий минерализации, А. С. Фармазян приходит к заключению о том, что изменение характера гидротермальных растворов во времени прослеживается также в каждой из стадий минерализации.

В третьей главе работы обобщены материалы изучения минерального состава руд. При этом особое внимание уделено результатам поиска самостоятельных минералов рения, селена, теллура, т. е. элементов, которые в рудах месторождения образуют сравнительно высокие концентрации. В составе руд впервые А. С. Фармазяном была установлена новая, не известная ранее на месторождении минеральная ассоциация, представленная минералами теллура-теллуридами (алтаит, гессит, петцит, креннерит, теллуровисмутит, тетрадимит), а также ряд других минералов, принадлежащих к группе сульфосолей висмута и свинца (галеновисмутит, клапротолит, самородные теллур и висмут). Важное научное и практическое значение имеет заключение об отсутствии в рудах Каджаранского месторождения колломорфных структур и их реликтов. Наряду с детальным описанием физических свойств, приводятся очень интересные данные по содержанию элементов-примесей в главнейших рудообразующих минералах из различных стадий, типов руд и парагенетических ассоциаций минералов.

Специальная глава работы посвящена геохимической характеристике руд месторождения. Химическими, спектральными, пробирными и полярографическими анализами руд и минералов установлены закономерности распределения редких и рассеянных элементов. Среди последних

важное значение в наиболее полном промышленном освоении руд могут приобрести: рений, селен, теллур, а также висмут, серебро, золото, кадмий. Основным носителем и концентратором рения (0,019—0,16%) является молибденит. Основная масса селена и теллура (75% и 62,2% соответственно), рассеянных в рудах, сконцентрирована в халькопирите. Содержание висмута в халькопирите достигает 0,020—0,022%. Рентгеноструктурным исследованием доказан изоморфный характер нахождения рения в структуре молибденита. При этом установлено, что полярный изоморфизм замещения молибдена рением вызывает уменьшение элементарной ячейки молибденита.

В конце работы вместе с основными научными выводами даются конкретные практические рекомендации. Особенно ценным, на наш взгляд, является рекомендация о комплексном использовании руд с побочным извлечением наряду с главными компонентами—Mo и Cu, ряда редких и благородных элементов: Re, Se и Te из молибденовых концентратов, Se, Te, Bi, Pt и Pd, Au, Ag, Cd из медных концентратов.

В заключение, остается добавить, что монография Ш. О. Амиряна и А. С. Фарамазяна относится к числу ценных исследований рудных месторождений Армянской ССР. Она отражает современное состояние изученности Зодского золоторудного и Каджаранского медно-молибденового месторождений и, безусловно, поможет расширению минерально-сырьевой базы республики.

А. И. КАРАПЕГЯН

Кандидат геолого-минералогических наук