

Г. А. Казарян

О НАХОДКЕ ЛЕЙЦИТОВЫХ ФОНОЛИТОВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Автором при полевых исследованиях летом 1973 г. в междуречье Азат – Веди были обнаружены фонолиты, содержащие сравнительно крупные кристаллы совершенно свежего лейцита.

Область развития лейцитовых фонолитов приурочена к пограничной зоне Севанского и Араксинского оротектонического поясов (А. Т. Асланян, 1958), сложенной осадочными образованиями даний-палеоцена и нижнего палеогена, собранных в пологие складки. Рассматриваемые лейцитовые породы, так же, как и трахиты, трахиандезиты, обычно образующие силлы, лакколиты или же лакколиты, переходящие на периферии в силлы, внедрены в юго-западное крыло синклинальной складки, вытянутой от г. Котуц в северо-западном направлении. Все силлообразные тела имеют центроклинальное падение к ядру синклинальной складки, северо-восточное крыло которой в значительной части перекрыто новейшими образованиями. Подобная структурная взаимообусловленность позволяет сказать, что в формировании синклинальной складки, расположенной на севере Котуц-Зовашенской разломной зоны, определяющую роль имел вулканизм и что возникновение впадины обусловлено опорожнением магматической камеры и последующим проседанием ее кровли. Указанный район в неогеновое время был ареной интенсивной вулканической деятельности, с которой связана целая серия щелочных и субщелочных пород.

Закономерности развития вулканических пород серии позволяют восстановить следующую историю магматической деятельности. В начальном этапе магматической деятельности формировались силлы и лакколиты трахитового и трахиандезитового состава, породы которых в пространстве довольно часто имеют взаимные переходы между собой. Отсутствие жерловых и экструзивных форм в определенной степени позволяет сделать предположение об относительно спокойном характере проявления магматизма в раннем этапе.

В следующем этапе подъем несколько дифференцированной высокощелочной магмы сопровождается сильными эксплозивными явлениями и формированием ряда жерловин, линейно расположенных в центре рассмотренной вулкано-тектонической структуры, из которых наиболее крупная (Котурбулакская) имеет диаметр около одного кило-

метра. На некотором удалении от вулканических жерловин формировались силлы фonoлитов, описанные автором (Г. А. Казарян, 1973). Жерловины выполнены обломками пород более ранних извержений (трахиты, трахивандезиты), фonoлитами (в преобладающем количестве), контактово-метаморфическими породами, а также вмещающими их осадочными образованиями, сцементированными эксплозивным материалом. Породы жерловин, как правило, в последующем подверглись интенсивным метасоматическим изменениям (альбитизация, карбонатизация), пересечены многочисленными жилками и прожилками кальцита, иногда флюорита и др.

В завершающем этапе развития серии описанных пород внедрились дайки оливиновых базальтов, лейцитовых фonoлитов и штоки псевдолейцитовых сиенит-порфиров. Дайки лейцитовых фonoлитов, ориентированные в северо-восточном и северо-западном направлении, имеют довольно отчетливое радиальное расположение относительно участка развития вулканических жерловин.

Размеры даек лейцитовых фonoлитов различные: от мелких — мощностью в 1,0–1,5 м при длине до 200 м до крупных — мощностью более 5–6 м при длине в 1,0 км. Дайки обычно крутопадающие ($< 50-70^\circ$), но среди них одна "Большая дайка", отличающаяся крупными размерами (длина 1,0 км, мощн. 5–8 м), при переходе от эксплозивных брекчий жерловой фации в осадочную свиту даний-палеоцена, "превращается" в силл, имеющий почти согласное с вмещающими слоистыми породами залегание. "Большая дайка" примечательна еще и тем, что обладает хорошо выраженной столбчатой отдельностью.

Макро- и микроскопический облик лейцитовых фonoлитов во многом зависит от размеров тел. Породы маломощных тел имеют темнозеленоватую, серую, иногда почти черную, а в эндоконтактовой зоне — буровато-черную окраску и гиалиноподобное строение. Под микроскопом такие породы имеют порфировую структуру с незначительным участием микрофировых вкрапленников санидина, лейцита, граната и пироксена. Лейцит в этих породах очень мелкий, диаметром до 0,3 мм; основная масса гиалиновая или слабо девитрофированная.

Породы крупных тел, в частности "Большой дайки", макроскопически темносеро-зеленые с порфировым строением; в эндоконтактовой зоне приобретают отчетливо темные оттенки, напоминающие цвет пород маломощных даек. Под микроскопом лейцитовые фonoлиты состоят из вкрапленников лейцита (22,5%), санидина (12%), пироксена (0,8%), граната (0,7%). Основная масса (64%) имеет трахитовую структуру, состоящую из микролитов олигоклаза (№20–22) и калиевого полевого шпата, неподдающегося точной кристаллооптической диагностике.

Лейцит образует изометрические, обычно с округлыми краями, зерна диаметром до 1,5 мм, иногда сравнительно мелкие кристаллы образуют гломеропорфировые скопления, состоящие из 3–4 индивидов. Нередко встречаются продолговатые зерна длиной до 2,5–3,0 мм, шириной в 1,0–1,5 мм, с волнистыми контурами, представляющие скопления нескольких мелких линейно расположенных кристаллов. Для кристаллов лейцита довольно обычным является зональное строение,

обусловленное поясовым расположением мельчайших зернышек рудного минерала, повторяющих контуры зерен. В описанных породах лейцит совершенно свежий и лишен каких-либо продуктов превращений и замещений. Являясь наиболее ранневыделившимся минералом, он отличается наивысшей идиоморфностью в ряду всех порообразующих минералов породы.

Санидин образует, для рассмотренных пород, наиболее крупные кристаллы, размером до $10 \times 6 \times 4$ мм, совершенно свежий, водяно-прозрачный, без каких-либо продуктов изменений и замещений. По следующим кристаллооптическим константам: $(001) - N_g = 90^\circ$; $N_m = 0^\circ$; $N_p = 90^\circ$; $-2V = 25^\circ$ ($\tilde{X}$) и $\perp (010) - N_g = 0^\circ$; $N_m = 90^\circ$; $N_p = 90^\circ$; $-2V = 28^\circ$ ($\tilde{X}$) минерал отнесен к санидину.

В крупных зернах санидина довольно часто в виде включений присутствуют кристаллы лейцита с достаточно хорошо развитыми гранями в отличие от округлых зерен, присутствующих в раскристаллизованной основной массе.

Гранат в породе встречается довольно часто. В проходящем свете он имеет коричневую окраску с подчеркнутым высоким рельефом, обычно трещиноватым и, как правило, по краям окружен мелкими, часто квадратной формы зернами магнетита. Выделение граната происходило после лейцита и клинопироксена, относительно которых он резко ксеноморфен. Содержание TiO_2 в гранате составляет 2,6%, что позволяет определить его как меланит.

Клинопироксен образует призматические кристаллы размером $2,0 \times 0,5 \times 0,5$ мм, окрашен в различные тона зеленого и желто-коричневого цветов, сильно плеохроичен, идиоморфен относительно граната и санидина. Обладает зональным строением, ядро имеет светло-зеленый цвет, а края – бутылочно-зеленый. От центра к периферии оптические константы меняются следующим образом: $cN_g = 53^\circ$, $2V = 70^\circ$, $cN_g = 62^\circ$, $2V = 86^\circ$, свидетельствующие об увеличении эгириновой молекулы в клинопироксене от 16–17% до 36–37% (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

Акцессорные минералы в лейцитовых фонолитах представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

В табл. 1 приведены химические анализы лейцитовых фонолитов исследуемого района. По петрохимическим параметрам породы соответствуют среднему составу лейцитовых фонолитов по Р. Дэли, но по химическим показателям они имеют некоторые отклонения и в основном в количественном соотношении элементов внутри щелочной группы. Данные породы отличаются нехарактерным для лейцитовых фонолитов заметным преобладанием натрия над калием. Значительное содержание лейцита (22,5%) можно объяснить особыми физико-химическими условиями эволюции магматического расплава, при которых протекало формирование описанных пород.

Определение абсолютного возраста лейцитовых фонолитов калий-аргоновым методом дает цифру 11,7 млн. лет^х, что соответствует нижнему плиоцену.

х Определение произведено в лаборатории радиогеохронологии ИГН АН Армянской ССР под рук. Г. П. Багдасаряна (обр. ГК-2089).

Участие лейцитовых фonoлитов в серии щелочных и субщелочных пород свидетельствует об особо напряженных условиях по соседству с Ераносским выступом кристаллических пород, обуславливающих ход петрологических процессов, а наличие свежего лейцита — о стремительном перемещении магматического расплава из бо́льших глубин, при котором силикатный расплав не успел реакционно воздействовать на ранневыделившийся фельдшпатойд.

Таблица 1

Химический состав лейцитовых фonoлитов и сиенит-порфиров между-речья Азат-Веди и их числовые характеристики по А. Н. Заваришкому.

Окис- лы	2089	2262	2264	2088	Числов. характ.	2089	2262	2264	2088
SiO ₂	52,50	56,23	52,67	55,12	a	27,0	25,1	28,2	21,0
TiO ₂	0,08	0,08	0,09	0,36	c	2,4	2,9	3,1	4,4
Al ₂ O ₃	23,31	23,33	24,26	21,04	b	7,0	5,4	5,0	8,5
Fe ₂ O ₃	1,13	0,40	0,92	1,47	z	63,6	66,6	63,7	66,1
FeO	1,15	1,93	1,70	1,29	z'	34,5	47,4	56,5	32,5
MnO	0,18	0,15	0,19	0,15	m'	33,3	26,3	29,0	42,5
MgO	1,30	0,80	0,82	2,00	c'	32,2	—	14,5	25,0
CaO	3,84	2,17	2,97	5,05	a'	—	26,3	—	—
Na ₂ O	7,80	7,00	8,8	5,0	n	68,1	66,4	72,8	54
K ₂ O	5,40	5,40	5,0	6,0	t	0,1	0,1	0,1	0,5
H ₂ O	0,09	0,18	0,16	0,08	y	16,6	7,9	17,4	6,0
P ₂ O ₅	0,05	—	—	0,05	q	-28,8	-19,7	-22,1	-13,2
ppp	2,44	2,88	1,83	3,09	g	11,2	8,6	9,1	4,7
Сум- ма	99,58	100,61	99,41	100,70					

Пробы: 2089, 2262, 2264 — лейцитовые фonoлиты, верховье р. Котурбулак; 2088 — лейцитовый сиенит-порфир, верховье р. Котурбулак.

Лейцитовые породы по нашим находкам в Армянской ССР были известны в Западном Вайке (А. С. Остроумова 1967), а псевдо- и эпидей-цитовые породы — на Памбакском хребте, район развития которых также отличается особо напряженными тектоническими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. "Айнетрат", 1958.
2. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, 1953.
3. Казарян Г. А. О находке нефелиновых фonoлитов в Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, т. У1, № 1, 1973.
4. Остроумова А. С. Базальт-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн. "Щелочные вулканические формации складчатых областей. Изд. "Недра", 1967.