

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК V. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 4)

Борисевич И. В. ПРОДУКТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ РЕКИ
МОКРОЙ ВОЛНОВАХИ. Лебедев А. П. ПЛАГИОКЛАЗЫ ЧЕТВЕР-
ТИЧНЫХ ЛАВ АЛАГЕЗА. Куприянова Л. М. О СФЕРОЛИТОВОЙ
МИКРОСТРУКТУРЕ В ШАМОТЕ. Леонтьева А. А. ИССЛЕДОВАНИЕ
ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБСИДИАНОВ В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ
ПЕМЗООБРАЗОВАНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Борисевич И. В.</i>	
Продукты разложения базальтов реки Мокрой Волновахи	1
<i>Лебедев А. П.</i>	
Плагноклазы четвертичных лав Алагеза	13
<i>Куприянова Л. М.</i>	
О сферолитовой микроструктуре в шамоте	21
<i>Леонтьева А. А.</i>	
Исследование физических свойств обсидианов в связи с вопросом пемзообразования	35

И. В. БОРИСЕВИЧ

ПРОДУКТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ РЕКИ МОКРОЙ ВОЛНОВАХИ

Предлагаемая работа содержит исследование продуктов разложения базальтов и их туфов в районе р. Мокрой Волновахи, в южной части Донбасса.

Районом исследования и сбора материала служила площадь между $7^{\circ} 10'$ и $7^{\circ} 45'$ (от Пулкова) восточной долготы и $47^{\circ} 35'$ и $47^{\circ} 45'$ северной широты, находящаяся к востоку от линии железной дороги Сталино — Мариуполь.

По направлению с запада на восток площадь пересекается долиной р. Мокрой Волновахи, которая у с. Каракубы впадает в р. Кальмиур. Общий наклон местности направлен к востоку, к долине р. Кальмиус. Максимальная высотная отметка 275.2 м над уровнем моря, минимальная — 181.5 м. Общий характер местности степной, особенно хорошо выраженный на водораздельном пространстве между рр. Мокрой и Сухой Волновахами. Мягкие контуры водораздела по мере приближения к долине р. Мокрой Волновахи сменяются сравнительно крутыми склонами, расчлененными многочисленными балками, иногда довольно глубоко вдающимися в водораздельную возвышенность. По мере удаления р. Мокрой Волновахи на восток от ее истоков, берега ее изменяются и часто представляют собой крутые и обрывистые обнажения горных пород. Долина р. Кальмиус вблизи с. Каракубы имеет характер горной страны.

С геологической точки зрения район располагается на границе приазовского кристаллического массива и покрывающей его толщи осадочных отложений Донбасса. На юг простирается обширное поле щелочноземельных гранитов и мигматитов.

По обеим сторонам ложа р. Мокрой Волновахи, восточнее с. Николаевки, располагается площадь развития пород дайкового и покровного типов. Здесь наблюдаются представители как основных эффузий — базальтов, базальтовых туфов, диабазов, так и более кислых — андезитов и трахитов. В районе балок Антоп-Тарама и Василь-Тарама, близ с. Николаевки, располагается большой базальтовый покров, который, главным образом, вместе с продуктами его разложения, дал материал для настоящей работы.

Развитие эффузивных пород этого района В. И. Лучицкий [5] приурочивает к дислокационным трещинам, явившимся результатом тектонических движений, которые происходили многократно и в течение большого отрезка времени. Для базальтов р. Волновахи Коровниченко [2] уточняет возраст их излияний. По его наблюдениям, нижний отдел девона подстилает базальтовый покров; верхний отдел девона его перекрывает. Также к девону относит изменения базальтов и порфиритов Ротай [7].

Базальты макроскопически представляют собой черную плотную породу. Под микроскопом наблюдается порфировая структура породы. Порфировые включения обладают формой, присущей оливину, в виде шестиугольных сечений, удлиненных в одном направлении. На ряду с идиоморф-

ными формами можно наблюдать зерна, потерявшие свой облик вследствие корроирования вмещающей массой. Оливин более или менее замещен серпентином и тальком. Меньшая часть вкрапленников приходится на долю авгита; последний в большинстве случаев обладает идиоморфными очертаниями и сравнительной свежестью.

Вмещающая масса состоит из удлиненных кристалликов авгита, в меньшем количестве — из плагиоклаза ряда андезин—лабрадора и из большого количества непрозрачных зернышек магнетита, рассеянного по всей породе.

В более измененных разностях наблюдается значительная серицитизация и каолинизация полевых шпатов, оливины серпентинизируются и отальковываются, магнетит подвергается энергичному разложению, вследствие чего порода пропитывается бурыми железистыми растворами.

Еще более интенсивно

разложенная порода представляет собой под микроскопом буро-красную, почти непрозрачную массу с едва различимыми отдельными островками сохранившейся породы.

Конечные продукты разложения базальтов в виде шоколадно-коричневых глин залегают в породе в виде гнезд, карманов или небольших жилок, уходящих вглубь породы. Обнаруживаются они заметнее всего в стенках небольших овражков. Иногда можно наблюдать подобную же глину, занимающую несколько большие участки.

Внешний вид глины — это остроугольные с раковистой поверхностью излома куски, довольно плотные, так что требуется приложить некото-

рое усилие, чтобы разломить их, причем они распадаются на подобные же остроугольные обломки. При смачивании поверхность излома делается мягкой и пластичной. Цвет породы одинаковый, шоколадно-коричневый.

Породы переходного типа, не приобретшие еще глинистых свойств, имеют ту же шоколадно-коричневую окраску, разламываются на остроугольные обломки в виде щебенки, непластичны, с трудом растираются между пальцами на песчинки.

Из собранных образцов продуктов изменения базальтов были взяты для исследования образцы из следующих мест:

№ 29 — у устья балки Антон-Тарама, из гнезда среди разложенной базальтовой породы;

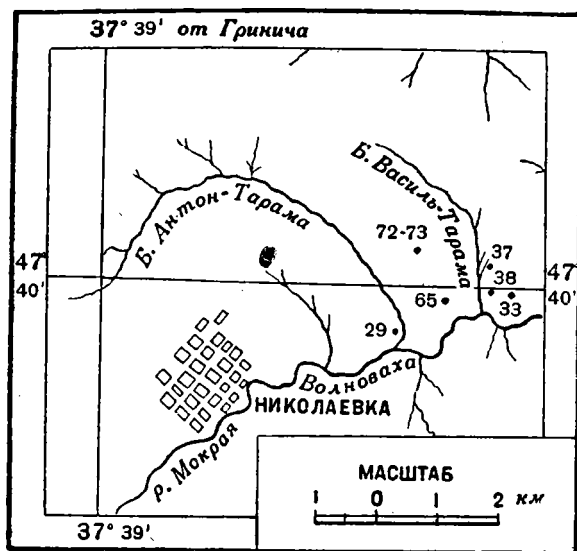
№ 33 — левый берег балки Василь-Тарама, из сухого колодца при агрономическом комбинате;

№ 37 — левый берег балки Василь-Тарама, несколько выше по течению;

№ 38 — там же, другое гнездо;

№ 72 и 73 — водораздел между балками Антон-Тарама и Василь-Тарама. Измененный участок в поле развития базальтового покрова (фиг. 1).

Образцы были подвергнуты отмучиванию по методу Сабанина — Робинсона. Результаты механического анализа для шести образцов глин изображены графически путем построения интегральных логарифмических кривых



Фиг. 1. Схема отбора образцов глин

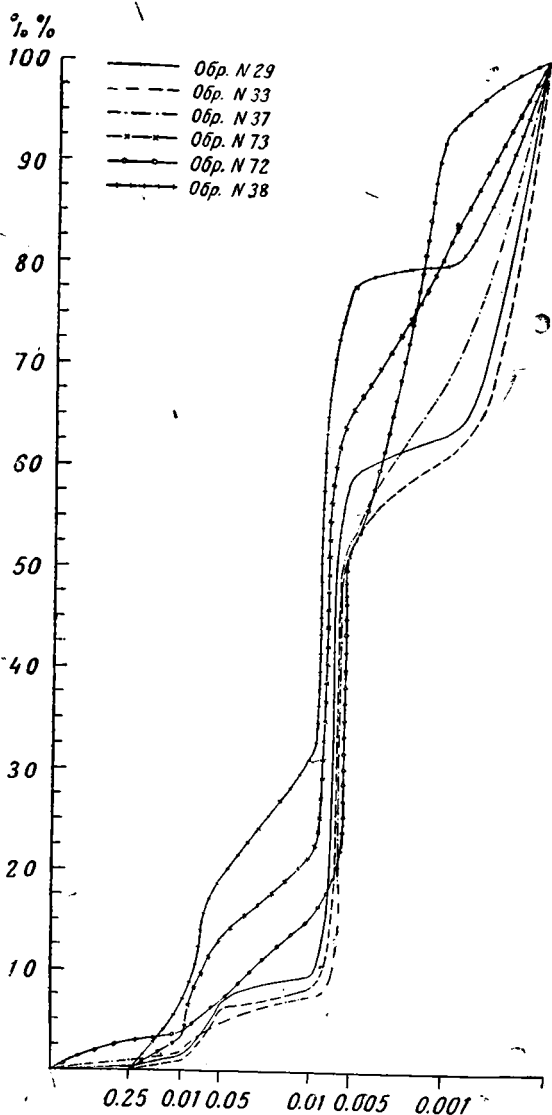
(фиг. 2). Из приведенных анализов видно, что для большинства образцов песчаная фракция составляет около 10%. Около 50% породы падает на фракцию с размером зерен от 0.01 мм до 0.005 мм, и от 40 до 20% породы составляют частицы, размером менее 0.001 мм.

Песчаная фракция, выделенная из породы, представляет собой, очевидно, ту ступень разложения породы, которая не дошла еще до полного завершения процесса преобразования в глинистое вещество. Она сла-

гается существенно из округлых зернышек, представляющих собой агрегаты тонких бесцветных чешуек, из которых некоторые обладают волокнистым строением. Намечающееся в отдельных случаях двойниковое строение зерна позволяет предположить в нем измененный плагиоклаз. Чешуйки бесцветны или слегка желтоваты, удлинение их отрицательное. Показатель преломления для $N_g = 1.587$. В соответствующих положениях чешуйки дают возможность наблюдать в сходящемся свете размытую фигуру отрицательного минерала. Двупреломление среднее, в зернах около 0.03 — 0.05 мм в поперечнике, синие и зеленые тона первого порядка. Остальная часть фракции состоит из бурых непрозрачных агрегатов. Некоторые образцы обогащены магнетитом. Магнетит, большей частью в виде хорошо сохранившихся октаэдров, дает черную черту, обладает значительной магнитностью. Зерна окрашены в ржаво-бурый цвет благодаря покрывающим их окислам железа.

Тонкая фракция имеет красно-бурю окраску, обусловленную обилием окислов железа и очень трудно доступна изучению под микроскопом. Сильное увеличение дает возможность наблюдать слипшиеся хлопьевидные комочки бурого цвета. В небольшом количестве присутствует апатит. Он имеет форму очень мелких, удлиненных призмочек, бесцветен, обладает прямым угасанием, пояс развития отрицательный, светопреломление по $N_o = 1.645$.

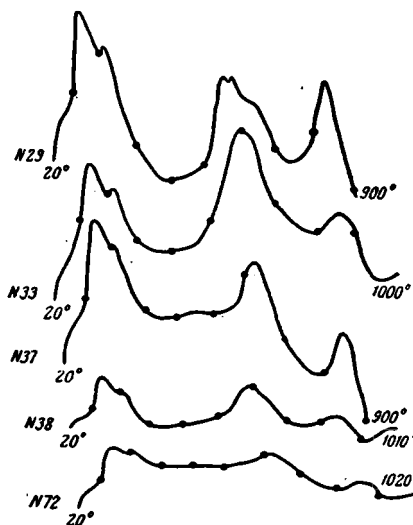
Второй минерал, установленный под микроскопом, представлен бесцветными волокнистыми образованиями. При скрещенных николях минерал угасает неравномерно, отдельные участки имеют прямое угасание. Знак главной зоны положительный. $N_g' = 1.569$, $N_p' = 1.562$. Таким образом,



Фиг. 2. Кривые механического анализа глин

данные о минералогическом составе глины, полученные с помощью микроскопа, оказались очень скудными.

Поэтому для дальнейшего выяснения минерального состава пришлось прибегнуть к методу термического анализа. Кривые нагревания были проделаны для пяти образцов на приборе Саладэна в Лаборатории высоких давлений Института минерального сырья. Навеска для испытаний бралась в количестве 5—5.5 г. Сопротивление гальванометра равнялось 100 ом для образцов № 33, 29, 37 и 500 ом для образцов № 38 и 72. Температура нагревания доходила до 1020°. Каждые 100 градусов повышения температуры отмечались на кривой утолщением. Как можно видеть на фиг. 3, где сведены все пять кривых, первый большой эндотермический эффект наблюдается при температуре 160—170°. Дальше кривые довольно резко опускаются вниз, и при температуре 220° на кривых вырисовываются маленькие ступеньки, знаменующие небольшой эндотермический скачок.



Фиг. 3. Кривые нагревания глин

Эти две остановки свойственны всем пяти образцам без исключения. Следующий скачок, также очень значительный, кривые делают при температуре 620°. Для образца № 37 этот скачок несколько отодвигается и достигает максимума при температуре 630—640°. Для образца № 29, напротив, максимум достигается раньше, а именно — при температуре, примерно, 590°. Таким образом, этот эффект укладывается в температурные границы 590—640°.

Затем кривые резко опускаются вниз, и при температуре 850—870° выявляется четвертый перелом, менее значительный по сравнению с предыдущим. Слабое экзотермическое проявление можно наблюдать для образцов № 33 и 38 при температуре 920—940°. Отсутствие такового для остальных препаратов вызвано, вероятно, тем, что порошок образца в этих пределах спекается в плотную массу.

Первый излом кривой при температуре 160—170° вызван выделением воды из какого-то вещества. Учитывая большое содержание окислов железа в испытуемых образцах, можно предположить, что данный эффект вполне согласуется с точкой начала разложения твердого раствора для гидрогематита, которая устанавливается Курнаковым и Роде [3] в пределах 129—150°. Таким образом, этот весьма характерный излом кривой дает указание на характер гидратной формы окислов железа, в которой они присутствуют. Другие соединения окислов железа, которые можно было бы предположить для данных образцов, как лимонит, гетит или лепидокрокит, дали бы, согласно Курнакову и Роде [3], так называемую гетитную остановку в пределах 311—361°, соответствующую разложению моногидрата, каковой на наших кривых мы не наблюдаем. Определение формы железного окисла в виде гидрогематита на основании его термических свойств вполне подтверждается рентгенограммой.

С другой стороны, большому поглощению тепла соответствует выделение воды при 150—200° у монтмориллонитов.

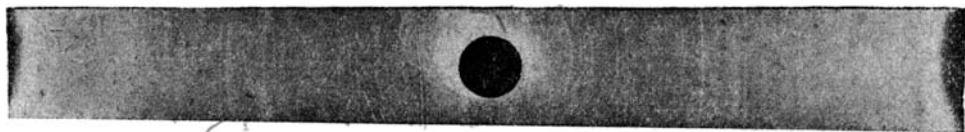
Ряд термокривых желтого, розового и зеленого бейделлитов из Халилова и из Гумбри, любезно представленных мне сотрудницей Института минерального сырья В. Н. Разумовой, обнаруживает сильный перелом кривой в этих пределах.

Орсель и Кайльер [Orcell et Caillère [4], приводят данные о том, что эндотермические эффекты для монтмориллонита отвечают температурам 110, 720 и 820°.

Насколько этот перелом в наших кривых обусловлен гидрогематитом и насколько глинистым минералом типа монтмориллонита-бейделлита и в какой зависимости стоит величина излома от количества этих компонентов, — судить трудно.

Если предположить, что, согласно эндотермическому эффекту, при 160—170 и 220° глинистый минерал является бейделлитом, то и следующие два излома при 590—630 и 850° можно отнести за счет бейделлита на основании данных тех же авторов. Необходимо, однако, оговориться, что вторая остановка дается авторами для температуры несколько более высокой, а именно при 720°. Третья остановка согласуется с данными наших анализов, где она соответствует 850°.

Перелом кривой при 520° и слабый экзотермический эффект при 950°, по словам цитируемых авторов, наблюдаются не всегда для бейделлитов, а в случае их наличия относятся авторами за счет каолина. Как можно видеть на наших кривых, эффект при 520° отсутствует совершенно. Реакция же вещества при 950° наблюдается лишь для образца № 33. Для № 38 температура излома понижается до 920°.



Фиг. 4. Дебаэграмма глины № 38

Термокривая желтого бейделлита из Халилова, полученная из материалов В. Н. Разумовой, довольно близко согласуется с изучаемыми нами кривыми. Первый излом кривой наблюдается при 160—170°, второй излом происходит несколько раньше, чем по нашим данным, а именно — при 570—580°, и много раньше, чем приводится у Орселя и Кайльера. Третий излом при 850° вполне совпадает с данными наших кривых, но значительно уступает ему по интенсивности явления.

Таким образом, по данным термического анализа, есть основания считать изучаемую глину принадлежащей к типу монтмориллонита-бейделлита.

Результаты, полученные путем термического анализа, интересно было проверить рентгеноскопически. Глина была подвергнута рентгеновскому анализу по методу Дебая (фиг. 4). Для этой цели был взят образец № 38 как наиболее характерный. Анализ был произведен в рентгеновской лаборатории Института минерального сырья. Столбик из образца, диаметром 0.55 мм, был снят железными лучами в камере Зеэмана, диаметр которой 57.3 мм. Трубка Metalix, напряжение 45 kW, сила тока 8 mA и продолжительность экспозиции 20 часов. Линии дебаэграммы промерялись линейкой с точностью до 0.2 мм. Интенсивность их оценивалась на глаз. Результаты промера и расчета даны в табл. 1 в виде $d(hkl)$.

Здесь в первом столбце помещены результаты рентгеновского анализа испытуемого образца, в следующих графах располагаются спектры различных минералов, данные о которых взяты из работ Нагельшмидта [Nagelschmidt, 12] и Грунера [Gruner, 10]. В результате сравнения этих спектров со спектром изучаемого образца и сравнения интенсивности отдельных линий устанавливаются следующие минералы: монтмориллонит, мусковит, гидрогематит, кварц и каолинит.

Для трех образцов изучаемых продуктов разложения были сделаны валовые химические анализы, помещенные в верхней части табл. 2.

Таблица 1

№ по пор.	№ 38		Монтмориллонит		Мусковит		Гидрогематит		Кварц		Каолинит	
	d (hkl)	J	d (hkl)	J	d (hkl)	J	d (hkl)	J	d (hkl)	J	d (hkl)	J
1	4.98	m.	5.06	m. st.	4.97	st.	—	—	—	—	—	—
2	4.52	m.	4.46	s. st.	4.47	st.	—	—	—	—	—	—
3	3.97	s. sch.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	3.54	m.	3.57	m.	—	—	3.68	m. st.	—	—	—	—
5	3.34	s. st.	—	—	3.34	s. st.	—	—	3.34	s. st.	3.36	sch.
6	3.01	s. sch.	3.05	st.	3.00	m.	—	—	—	—	3.09	s. sch.
7	2.80	s. sch.	—	—	2.77	m.	—	—	—	—	2.78	s. sch.
8	2.68	st.	—	—	—	—	2.69	s. st.	—	—	—	—
9	2.57	m. st.	2.54	s. st.	2.57	s. st.	—	—	—	—	2.57	st.
10	2.50	st.	—	—	—	—	2.51	st.	—	—	2.50	st.
11	2.45	s. sch.	—	—	2.47	sch.	2.43	m. sch.	2.45	m.	—	—
12	2.37	s. sch.	2.34	sch.	2.37	m.	—	—	—	—	2.35	s. st.
13	2.28	s. sch.	—	—	—	—	—	—	2.27	m.	2.29	st.
14	2.18	m. st.	2.18	s. sch.	—	—	2.19	st.	—	—	2.20	sch.
15	2.14	s. sch.	—	—	2.12	m.	—	—	2.12	m.	—	—
16	2.07	s. sch.	—	—	2.06	s. sch.	2.08	s. sch.	—	—	—	—
17	1.95	s. sch.	—	—	1.99	st.	—	—	1.97	m.	1.95	sch.
18	1.89	s. sch.	—	—	—	—	1.86	s. sch.	—	—	—	—
19	1.82	st.	—	—	—	—	1.83	st.	—	—	1.84	sch.
20	1.81	sch.	—	—	1.81	s. sch.	—	—	1.81	st.	—	—
21	1.68	s. st.	1.69	m.	—	—	1.69	s. st.	—	—	1.67	s. st.
22	1.65	m. sch.	—	—	1.64	st.	—	—	1.66	m.	—	—
23	1.64	s. sch.	1.64	m.	—	—	1.63	s. sch.	—	—	1.62	m.
24	1.59	m.	—	—	—	—	1.59	m. st.	—	—	1.59	s. sch.
25	1.54	m.	—	—	—	—	—	—	1.53	st.	1.54	sch.
26	1.49	st.	1.49	s. st.	1.49	st.	—	—	—	—	1.49	st.
27	1.48	st.	—	—	—	—	1.48	st.	—	—	—	—
28	1.44	st.	—	—	—	—	1.45	st.	—	—	1.45	s. sch.

Таблица 2

Химические анализы продуктов разложения базальтов

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O ₁₁₀	Потеря при прокаливании	Сумма
38	39.99	4.41	17.12	19.27	0.71	1.67	3.85	1.65	0.16	6.09	4.99	99.91
33	43.72	0.91	22.68	11.70	0.29	0.36	2.34	4.95	0.83	5.45	6.23	99.46
72	45.20	1.94	16.99	16.97	0.66	1.59	1.52	4.01	0.69	5.04	5.36	99.97

Анализы, перечисленные на 100% после вычета H₂O

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Потеря при прокаливании	Сумма
38	45.01	4.96	19.27	21.69	0.79	1.89	4.43	1.86	0.19	—	—	100
33	49.80	1.04	25.84	13.33	0.33	0.41	2.67	5.64	0.94	—	—	100
72	50.47	2.17	19.01	18.88	0.74	1.78	1.70	4.48	0.77	—	—	100

Анализы, перечисленные на содержание глинозема = 12.49 в материнской породе

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
38	29.22	3.21	12.49	12.76	0.51	1.22	2.81	1.20	0.12
33	24.10	0.50	12.49	6.44	0.16	0.20	1.29	2.72	0.45
72	33.47	1.42	12.49	12.41	0.49	1.16	1.11	2.94	0.50

Аналитик И. В. Борисевич

Химический анализ материнской породы, взятой с водораздельного хребта между балками Антон-Тарама и Василь-Тарама, помещен в табл. 3.

Химический анализ базальта

Таблица 3

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Сумма
65	47.58	3.25	11.86	5.83	8.74	7.06	8.05	1.17	2.24	4.17	99.95

Магматические формулы и коэффициенты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:

$$3.3 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.4 SiO_2;$$

$$\alpha = 1.75; \beta = 79; R_2O : RO = 1:9.2.$$

Химический анализ базальта, перечисленный на 100% после вычета H₂O

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Сумма
65	49.25	3.49	12.49	6.19	9.12	7.38	8.51	1.23	2.34	—	100

Аналитик И. В. Борисевич

Анализ пересчитан на математическую формулу и коэффициент по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.

Как можно видеть из табл. 4, где помещены анализы базальтов того же покрова в районе балок Антон-Тарама и Василь-Тарама, наш анализ не обнаруживает больших расхождений с вышеупомянутыми данными.

Исключение представляет только сравнительно малый коэффициент кислотности (1.25) в анализе Морозевича [6] и затем значительное преобладание щелочных земель над щелочами (1 : 26.8) во втором анализе Коровниченко. Сопоставляя наш анализ со средним типом базальта, введенным Дэли [Левинсон-Лессинг, 1931] из 161 анализа ($2.49 RO \cdot R_2O_3 \cdot 4.30 SiO_2$; $\alpha = 1.56$; $R_2O : RO = 1 : 6$), можно заключить, что анализируемая порода представляет собой более кислую разновидность с несколько большим преобладанием щелочных земель над щелочами.

Для сравнения анализов свежих пород с продуктами их разложения мы воспользовались методом, употребляемым Штремме [Stremme, 11] при изучении базальтов Брамбурга и их продуктов разложения. Продукты

№ по пор.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	N ₂ O
1	44.17	2.38	11.24	9.97	6.22	10.77	6.55	1.97	3.04
2	47.99	3.09	15.7	12.34	1.60	4.55	4.88	2.86	3.56
3	45.24	2.42	10.82	5.76	7.43	11.03	11.48	0.88	0.80

1. Анализ базальта с левого берега р. Мокрой Волноухи (из работы Морозевича)
2. Анализ базальта из балки Антон-Тарама (из работы Коровниченко)
3. Анализ базальта из балки Антон-Тарама (из работы Коровниченко)

разложения базальтов характеризуются высоким содержанием воды, что затрудняет сравнение их с неразложившейся породой. Для устранения этого автор предлагает исключить воду как из свежих пород, так и из разложившихся. Затем, для составления правильного мнения о миграции тех или иных элементов в процессе разложения автор принимает глинозем неизменным, вычисляет среднее содержание его в свежих породах и затем все составные окислы в продуктах разложения перечисляет на это среднее содержание глинозема. Таким образом, восстанавливается химический облик разложения породы в объеме, соответствующем объему первоначальной породы.

В табл. 3, в верхней половине, помещен анализ материнской породы, в нижней — анализ, перечисленный на свободное от воды состояние.

Табл. 2 в верхней половине содержит анализы продуктов разложения. Ниже помещен пересчет на безводное состояние и еще ниже — перечисление на содержание глинозема в материнской породе, равное 12.49.

Сравнивая проценты окислов в продуктах разложения с процентами окислов в свежих породах, наблюдаем следующее: двуокись титана сильно колеблется в анализах разложившихся пород. Наименьшее содержание его обнаруживается в № 33. По сравнению с содержанием TiO₂ в материнской породе содержание его здесь падает почти в 6 раз. Для № 72 содержание TiO₂ меньше в 2 раза, для № 38 числа содержания почти равны. Подобную неустойчивость в отношении двуокиси титана наблюдал и Штремме [11]. Различно ведут себя окислы Fe. Содержание закисного железа резко уменьшается. Если содержание его в материнской породе равно 9%, то в продуктах разложения содержание его исчисляется десятными долями процента. Напротив, содержание окисного железа увеличивается почти в 2 раза, за исключением № 33, где содержание его остается неизменным.

Щелочные земли в разложившихся породах уменьшаются, не превышая здесь полутора процентов, за исключением № 38, где содержание MgO доходит до 2.81%, в то время как в свежей породе содержание CaO = 7.38% и MgO = 8.51%.

Щелочи ведут себя различно. Na₂O обнаруживает совершенно отчетливое понижение от 2.34% в материнской породе до десятых долей процента в разложившейся. K₂O, за исключением № 38, где содержание его близко к содержанию в неизменной породе, увеличивается более, чем в 2 раза.

Кремнекислота в разложившихся породах обнаруживает значительное убывание (почти в 2 раза) по сравнению с материнскими породами. На основании минералогического состава глин, установленного путем термического и рентгеновского анализов, интересно было подсчитать, хотя бы примерно, количественное соотношение этих минералов. Для этой цели пересчет был сделан на 3 минерала, имеющих, согласно вышеупомянутым исследованиям, больший вес в составе глин. Этими минералами были:

H ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	S	Σ	Магматич. формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу	α	β	R ₂ O: RO
2.31	—	—	—	99.07	2.1 RO · R ₂ O ₃ · 2.2 SiO ₂	1.25	97	1:5.9
2.94	0.18	0.44	0.07	100.20	1.36 RO · R ₂ O ₃ · 3.63 SiO ₂	1.66	65.04	1:2.61
3.12	0.15	0.39	0.03	99.85	4.36 RO · R ₂ O ₃ · 5.53 SiO ₂	1.50	97.01	1:26.8

монтмориллонит, мусковит и гидрогематит. Для монтмориллонита была принята формула, даваемая Россом и Шаноном $(Mg, Ca) O \cdot Al_2O_3 \cdot 5 SiO_2 \cdot 8H_2O$; для мусковита: $K_2O \cdot 3 Al_2O_3 \cdot 6 SiO_2$; для гидрогематита: $Fe_2O_3 \cdot \frac{1}{2} H_2O$. Затруднением явился при пересчете монтмориллонита факт изоморфного замещения Ca и Mg.

Целый ряд анализов монтмориллонитов, приводимых в соответствующей литературе, не давал указаний на то, что один из этих элементов закономерно имеет какой-либо перевес над другим. Поэтому пришлось, учитывая несколько большее значение Mg перед Ca в анализах изучаемых глин, переисчислить все на MgO. Таким образом, теоретический состав для этих минералов выразится в следующих цифрах:

Монтмориллонит		Мусковит		Гидрогематит	
MgO	6.87%	SiO ₂	45.2%	Fe ₂ O ₃	94.61%
Al ₂ O ₃	17.37	Al ₂ O ₃	38.5	H ₂ O	5.39
SiO ₂	51.19	K ₂ O	11.8	Σ	100%
H ₂ O	24.57	H ₂ O	4.5		
Σ	100%	Σ	100%		

Анализы глин, перечисленные на 100%, после вычета Fe₂O₃, FeO, Na₂O и пересчета CaO на MgO, изобразятся в следующих цифрах:

Таблица 5
Химические анализы глин

№ образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
33	44.92	23.29	12.03	2.69	5.08	11.99	100%
72	46.97	17.63	17.65	2.76	4.17	10.82	100

Затем, вычисляя монтмориллонит по MgO, мусковит по K₂O, гидрогематит по Fe₂O₃, получаем для первых двух анализов следующие количественные выражения этих минералов:

$$\text{Для № 33} \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{мусковит} \quad \frac{5.08 \times 100}{11.80} = 43.13\% \\ \text{монтмориллонит} \quad \frac{2.69 \times 100}{6.87} = 39.15 \\ \text{гидрогематит} \quad \frac{12.03 \times 100}{94.61} = 12.43 \end{array} \right.$$

$$\text{Для № 72} \left\{ \begin{array}{ll} \text{мусковит} & \frac{4.17 \times 100}{11.80} = 35.34 \\ \text{монтмориллонит} & \frac{2.76 \times 100}{6.87} = 40.32 \\ \text{гидрогематит} & \frac{17.65 \times 100}{94.61} = 18.65 \end{array} \right.$$

Таблица 6

Породы	Химический состав					
	SiO ₂		Al ₂ O ₃		H ₂ O	
	Обр. 33	Обр. 72	Обр. 33	Обр. 72	Обр. 33	Обр. 72
Мусковит	14.49	15.97	15.60	13.60	1.94	1.59
Гидрогематит	—	—	—	—	0.66	1.09
Монтмориллонит	20.14	20.63	6.80	7.00	9.61	9.90
Свободн.	5.29	10.37	—	—	—	—
Σ	44.92	46.97	22.40	20.60	12.21	12.49

Здесь нужно учесть ошибку, которую сознательно приходится делать при вычислении мусковита. Очевидно, не всю щелочь нужно относить за счет мусковита, так как некоторая часть ее является адсорбированной монтмориллонитом. Согласно анализу, приведенным у Дельтера [Doelter, (9)] содержание щелочей в монтмориллоните доходит до 1.5%. Таким образом, соответственно нужно считать истинное содержание мусковита в пробе несколько меньше, чем это получается в результате вычислений.

Вычисление минерального состава для образца № 38 представляет некоторые затруднения. Как видно из таблицы химического анализа, здесь суммарное содержание MgO и CaO значительно превосходит содержание их в остальных анализах. Повидимому, этот излишек магнезии нужно отнести за счет минерала сапонита. Росс и Керр [C. Ross und P. Kerr, 15] рассматривают сапонит как магниевую разновидность монтмориллонита, имеющую формулу: $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \cdot 9\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2 + \text{Aq}$. Формула дается названными авторами именно в таком виде с целью указать на различный характер воды: первая вода представляет собой цеолитовую воду, которая — конституционную, а третья (Aq) — адсорбированную. В этом анализе обращает на себя внимание значительное содержание двуокиси титана, выражающееся здесь в 4.41%. Так как под микроскопом не было установлено какого-либо кристаллического титансодержащего соединения, то нужно предположить, что TiO_2 представлен здесь (а также и в остальных анализируемых образцах, где он присутствует, но в несколько меньшем количестве) в виде геля. Точно так же свободный кремнезем, определенный по подсчетам для образца № 33 в количестве 5.29%, для образца № 72 в количестве 10.37%, вероятно, присутствует здесь частично в тонко распыленном кристаллическом состоянии, а частично в гелеобразном.

В работе Д. С. Белянкина, Б. В. Иванова и В. В. Лапина [1] по уральским бокситам также указывается на то обстоятельство, что «главная масса титана содержится в виде геля гидроокиси в тесной смеси с гелем глинозема и кремнезема».

Процессы разложения базальтов получили освещение главным образом в немецкой литературе.

В работе Группе и Штремме [Gruppe und Stremme [11] описываются базальты Брамбурга и Золлинга и продукты их разложения. Последние, по наблюдениям авторов, залегают в виде широких, уходящих на глубину зон. Начальная стадия разложения пород знаменуется серпентинизацией оливинов и авгитов и общей лимонитизацией породы.

По отношению глинозема и кремнезема в сернокислых вытяжках авторы относят глину к типу каолинов. Работа фон-Бланка (von Blank, 8] касается описания базальтов Греффенбурга и их продуктов разложения. По наблюдениям автора, разложение породы сопровождается переходом оливина в иддингсит, хлоритизацией пироксенов и переходом полевых шпатов в изотропную субстанцию; порода облекается пленкой красно-бурых окислов железа. Конечный продукт выветривания имеет землистый облик и окрашен в красные тона. По словам автора, образование красных продуктов выветривания происходит путем общего уменьшения содержания SiO_2 , TiO_2 , FeO , CaO и MgO и частично щелочей; Al_2O_3 , P_2O_5 и Fe_2O_3 противостоят выветриванию.

Случаи образования монтмориллонитовых глин как продуктов разложения базальтов приведены в работе Нолля [Noll, 13]. Автор упоминает о находке монтмориллонита в трещинах базальта на Роне. Затем Росс и Шанон упоминают о бентоните, происшедшем за счет оливинового базальта в Спокэине [Spokane, Nachington].

Описываемые в нашей работе образования монтмориллонитовых глин за счет разложения базальтов, очевидно, примыкают к последнему случаю.

Учитывая жиллообразное и гнездообразное залегания продуктов разложения в теле самых базальтов, нужно предположить, что в данном случае мы имеем дело с явлением поствулканических воздействий на породу, вызывающих ее перерождение.

SUMMARY

Products of basalts decomposition of the river Mokraya Volnovakha represent clayey formations of a montmorillonitic type. A considerable part in the formation of the clay is furthermore played by mica and hydroxide of iron in the form of the hydrohematite.

Chemically, the change of the rocks is expressed in the removal of silica alkali earths, sodium oxide and concentrations of alumina, potassium oxide, and ferric oxide. Venous and pocket-like occurrence of the products of decomposition in the parent body of rock permits the assumption that change of rock was engendered by phenomena of a post-volcanic order.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С., Иванов Б. В. и Лапин В. В. Материалы по минералогии уральских бокситов. Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., изд. Акад. Наук СССР, 1937.
2. Коровниченко Г. М. Базальты бассейна реки Волновахи как петруггическая сырьевая база Донбасса. Мин. сырье, 1935, № 12.
3. Курнаков и Роде. О химической природе естественных гидратов окислов железа. Изв. Инст. физ.-хим. анал., 1926, 3, вып. 1.
4. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Гостехиздат, 1931.
5. Лучицкий В. И. и Лебедев П. И. Петрография Украины. Л., изд. Акад. Наук, 1934.
6. Морозович. О литологическом составе южнорусской кристаллической площади в пределах Мариупольского уезда. Изв. Геол. ком., 1898, 17, № 3.
7. Ротай. Отчет по гидрогеологии планшетов IX—19 и X—20 в Донбассе, 1930. Рукопись.

8. B l a n k. Verwitterungs- und Umwandlungserscheinungen von Südhannoverschen Basaltvorkommnissen. Chem. d. Erde, 1932, 7, H. 4.
9. D o e l t e r. Handbuch der Mineralchemie, 1914, Bd. 2, 6.
10. G r u n e r. The structural relationship of nontronites and montmorillonites. Amer. Min., 1935, 20, № 7.
11. G r u p p e O. u n d S t r e m m e H. Die Basalte des Solling's und ihre Zersetzungsprodukte. Jahrb. d. Preus. Geol. Landesanst., 1911, 32, T. I, H. 2.
12. N a g e l s c h m i d t. Röntgenographische Untersuchungen am Tonen. Z. Krist., 1934, 87.
13. N o l l. Synthese von Montmorilloniten. Chem. d. Erde, 1936, 10, 2.
14. O r c e l l J. et C a i l l é r e S. L'analyse thermique différentielle des argilles a montmorillonite (bentonite). C. R. 1933, 197, 774; Ref. N. J. Min., 1934, H. 5.
15. R o s s C. and K e r r P. The clay minerals and their identity. Journ. Sedim. Petrol., 1931, I, № 1.

А. П. ЛЕБЕДЕВ

ПЛАГИОКЛАЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ АЛАГЕЗА

Изучение отдельных породообразующих минералов представляет особый интерес тогда, когда оно проводится не только на отдельных единичных образцах, но на материале целой петрографической формации. Статистические данные, получаемые в этих случаях, относятся к единому в генетическом отношении материалу и в некоторой мере отражают особенности состава и условий роста и развития таких сложных поликомпонентных систем, как плагиоклаз, пироксен и другие важнейшие породообразующие минералы, происходящие при одних и тех же (или близких) внешних физико-химических условиях. В настоящей работе сведены некоторые общие данные, касающиеся состава и структуры плагиоклазов (преимущественно плагиоклазовых вкрапленников), образующих вместе с пироксенами главные порфирные выделения в четвертичных лавах вулкана Алагез в Армении. Материалом послужила петрографическая коллекция П. И. Лебедева, собранная за время исследований Алагеза (1927—1930). В дальнейшем предполагается на материалах той же коллекции провести также аналогичное изучение и группы пироксенов, применяя наряду с оптическими и химические методы исследования.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ

Вулкан Алагез представляет собою огромный вулканический комплекс, сложенный целым рядом последовательных лавовых излияний, среди которых, согласно П. И. Лебедеву [1931], можно выделить три главных цикла, в пределах каждого из которых во всех случаях устанавливается определенная последовательность излияния — от основных лав к кислым. Амплитуда этих лавовых излияний по их химической природе очень велика — от базальтов до щелочных дацитов и липаритов. Изучение сравнительного распространения отдельных типов и их химизма дает возможность установить, что главными по химическому составу лавами Алагеза являются андезито-базальты и дациты. На ряду с этими главными типами большим распространением также пользуются базальты, андезиты и андезито-дациты.

Ниже приводится краткая характеристика основных типов лав, плагиоклазовые вкрапленники которых были подвергнуты изучению.

Базальты. Плотные темноокрашенные породы с очень плотной основной массой микролитового или трахитового строения, состоящей преимущественно из микролитов зонального плагиоклаза, редких кристалликов моноклинного пироксена и зернышек руды. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз (менее), моноклинный пироксен и оливин. Ромбический пироксен редок. Плагиоклазовые вкрапления являются обычно в виде длинновытянутых призматических кристаллов, обыкновенно лишенных тех включений аморфного базиса, которые характерны для более

кислых типов алагеэских лав. Для них также менее характерно зональное строение. По своему химизму базальты характеризуются содержанием от 50 до 53% кремнекислоты.

Андезитобазальты. Довольно разнообразны в структурном и минералогическом отношении. Структура в большинстве случаев может быть названа интерсертальной, характеризуясь развитием мельчайших микролитов, пропитанных стекловатой массой. Иногда встречаются полностью кристаллически-микролитовая и долеритовая структуры. По крупности микролиты обычно различны, а по составу в большинстве (на 80—85%) отвечают плагиоклазу, остальные — пироксен и рудные минералы. В порфировых выделениях преобладает плагиоклаз, менее — пироксен, оливин, иногда первые два в одинаковом количестве (в долеритовых разностях). Плагиоклаз в правильных, табличатой формы зернах, часто обладающих полизональным строением и большим количеством включений аморфного базиса. Из пироксенов доминирует обычно моноклиновый, реже встречается ромбический. Содержание кремнекислоты — в пределах 55—57%.

Андезиты. Эти породы в противоположность андезитобазальтам дают более устойчивый и однообразный тип. Обладают порфировой структурой с андезитовым (гиалопилитовым) строением основной массы, состоящей из микролитов плагиоклаза, зернышек пироксена и магнетита. Количество вкрапленников по отношению к основной массе (преимущественно плагиоклаза) не менее 50% породы. Плагиоклазовые вкрапленники преимущественно двух типов: а) более крупные, широко-табличные кристаллы с зональным строением, содержащие мелкие стекловатые включения, распределяющиеся то в ядрах, то в периферической части зерна; б) более мелкие, удлиненно-призматические кристаллы, обычно не содержащие включения стекловатого базиса. Пироксены большей частью диопсидового габитуса, реже — гиперстен. Содержание кремнекислоты — 59—60%.

Андезитодациты. Структура основной массы — гиалопилитовая, с большим или меньшим количеством стекла, с мелкими, коротко-призматического вида микролитами плагиоклаза. Вкрапленниками являются обычно несколько поколений плагиоклазовых кристаллов (крупные 1.6×10 мм, средние 0.9×0.5 мм), из которых более крупные часто дают разнообразной формы скелетные образования, переполненные аморфными включениями (башабаранский тип). Из пироксенов преобладает ромбическая разность, изредка встречается и биотит. Кремнекислота содержится в пределах от 60 до 62%.

Дациты. В количественном отношении это наиболее распространенный тип среди алагеэских лав. Структура порфировая, характер основной массы трахитовый, состоит она главным образом из плагиоклазовых микролитов с очень небольшой примесью пироксена и магнетита. Вкрапленники плагиоклаза, различных размеров, составляют до 40% массы породы. Преобладают идиоморфные призматические кристаллы. Зональность выражена обычно не резко. Вкрапленников пироксена от 7 до 10%. Они представлены ромбическими и моноклиновыми разностями, зерна пироксена обычно сильно оплавленные. Характерно местами большое развитие кристобалита. Содержание кремнекислоты — 63—65%.

Липарито-дациты и щелочные дациты. В этой группе объединены крайние по химизму типы среди лав Алагеэа, отличающиеся содержанием кремнекислоты в пределах 66—69%. По своему строению основная масса представляет собой по большей части флюидально ориентированные потоки плагиоклазовых микролитов, преимущественно состава олигоклаза, с промежуточно расположенными остатками коричневого аморфного базиса. Вкрапленники на 85—90% принадлежат плагиоклазу в сильно вытянутых идиоморфных призматических кристаллах, часто с большим содержанием включений аморфного стекловатого базиса. Моноклиновый и ромбический пироксены среди вкрапленников играют подчиненную роль. Изредка встречается биотит.

Всего было отобрано для детального исследования около 100 шлифов, причем при отборе материала и определении объема исследований проводились следующие принципы: а) по возможности полнее охарактеризовать каждую группу, чтобы иметь сравнимый в количественном отношении материал, — вследствие этого для каждого из типов пород проделаны измерения не менее чем 50—60 плагиоклазовых индивидов; б) по возможности наиболее полно охарактеризовать плагиоклазы для более распространенных типов пород (дациты, андезито-базальты), используя более обильный для этих групп материал; в) в число изученных пород входят все те образцы, для которых имеются химические анализы и характер которых благодаря этому можно установить с наибольшей точностью.

В каждом из изученных шлифов определялись все или почти все из присутствовавших порфировых выделений плагиоклаза, во всяком случае не менее 6—7 зерен. Предпочтение отдавалось, естественно, зернам более крупным и наилучше сохранившимся, которые вследствие этого точнее могут быть определены на федоровском столике. Неоднократно производившаяся проверка показала, что в составе и характере двойникования более мелких зерен (из вкрапленников) нет, однако, особой разницы по сравнению с более крупными зернами, присутствующими в том же шлифе, и что, следовательно, некоторый субъективизм при отборе зерен для исследования не должен заметен отразиться на результатах наблюдений. Состав микролитов определялся во многих случаях попутно, но в нижеприводимых таблицах результаты их определений не приводятся, так как материал по ним не удается собрать достаточно полный. Всего проделано, таким образом, около 650 измерений, что значительно превосходит количество измерений, приводимых в некоторых аналогичных работах по статистическим исследованиям плагиоклазов. Однако и такое количество измерений является далеко не достаточным, в особенности для суждения о сравнительной распространенности двойниковых законов; это сказалось на характере диаграммы двойниковых законов, и поэтому некоторые из нижеприводимых выводов имеют предварительный характер.

В отношении методики исследований нужно указать, что все измерения проделаны на федоровском столике. Полученные путем измерений координаты полюсов плоскостей срастания двойников, полюсов плоскостей снайности и выходов двойников осей, по отношению к осям оптической индикатрисы, наносились на диаграмму Никитина, по которой и определялось данное кристаллографическое направление и помер плагиоклаза (путем опускания из полученной точки перпендикуляра на соответствующую кривую). При определении угла оптических осей большинство измерений производилось по выходам двух осей. Определение состава зональных плагиоклазов для получения кривых хода зональности производилось путем измерения угла погасания в симметрической зоне.

СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ВКРАПЛЕННИКОВ

Результаты измерений плагиоклазовых вкрапленников по каждой отдельной группе лав приводятся в табл. 1 и 2, составленных следующим образом: в первом столбце указан номер образца, по коллекции П. И. Лебедева; во втором приведено процентное содержание кремнекислоты для анализированных образцов; в третьем даются крайние величины, полученные при определении померов плагиоклаза в данном шлифе, причем все определения в случае зональных кристаллов относятся к центральным их частям, к ядрам; далее приводится средний состав плагиоклаза в данных шлифах, полученный как среднее арифметическое из всех измерений (в среднем 5—7 зерен в каждом шлифе); в следующих графах приводится число случаев появления отдельных двойниковых законов, наблюдавшихся

в исследованных индивидах, причем в кристаллах полисинтетически двойникованных число случаев проявления данного закона в одном и том же кристалле считается за единицу; в последнем столбце указан район местонахождения данной породы.

Таблица 1

Базальты

№ образцов	% SiO ₂	Колебания №№ Pl	Средн. № Pl	Двойниковые законы					Местонахождение
				Альбитовый	Карлсбадский	Периклиновый	La Roc Tourné		
355	50.92	48—66	59	5	—	1	1	} Башкерт	
402		58—74	64	2	2	—	4		
404		54—63	58	3	4	—	2		
405		59—63	61	2	3	1	2		
1284		67—69	64	2	—	2	1		
1291		46—56	52	1	3	—	—	} Башкерт Арихвали	
1296		55—64	61	1	4	1	—		
1300		50—74	61	5	3	—	—		

Таблица 2

№ образцов	% SiO ₂	Колебания №№ Pl	Средн. № Pl	Двойниковые законы							Местонахождение
				Альбитовый	Манебахский	⊥ (100)	Карлсбадский	Периклиновый	La Roc Tourné	Альбит-астерель	

а) Андезит-базальты

99	56.05	56—64	57	1	—	—	2	—	2	—	Амперт
181	56.27	46—65	52	1	—	—	4	—	1	—	Кратер
217	55.10	56—68	62	1	—	—	2	1	2	—	
368	—	46—59	49	5	—	1	2	—	1	—	
374	—	44—59	49	3	1	1	—	—	2	1	Агджакала Базарджух Ширакала Амбарлю Карадаг Мастара-Талын
513	55.15	71—83	77	2	—	—	3	—	2	—	
660	—	48—75	60	2	—	—	—	—	3	—	
664	—	44—54	51	1	—	—	1	—	3	1	
680	—	44—53	48	3	—	—	3	—	1	—	
692	—	45—57	49	4	—	—	3	—	1	—	Шиха-джи Норашен
755	—	42—46	44	5	—	—	—	—	1	—	
963	—	68—79	72	4	—	—	2	—	3	—	
1221	56.20	46—55	51	5	—	—	5	1	3	1	
1298	—	47—59	55	5	—	—	4	—	3	—	
1348	—	46—60	51	3	—	—	2	1	3	—	

б) Андезиты

311	59.83	39—59	53	3	—	—	2	1	2	1	Кара-Кяну
417	—	40—52	44	3	—	—	3	1	2	—	
423	—	37—50	45	4	—	—	1	2	1	—	
424	—	44—53	41	3	—	—	2	—	5	—	Дали-чай Боздаган Хаджи-халил Шиш-тапа
700	—	47—68	57	3	—	—	2	1	3	—	
978	—	38—45	43	3	—	—	1	—	1	—	
1351	—	44—57	49	2	—	—	4	1	3	—	
1353	59.30	39—59	53	3	—	—	2	1	2	1	
1690	—	42—48	45	5	—	—	6	—	4	1	
1721	—	45—48	47	1	—	—	4	—	2	—	

№ образцов	% SiO ₂	Колебания № P1	Средн. № P1	Двойниковые законы							Местонахождение
				Альбитовый	Манебахский	— (100)	Карлсбадский	Периклиновый	La Ros Tourné	Альбит-эстерель	

с) Андезит-дациты

4	—	44—63	51	1	—	—	5	1	2	—	Кош
30	—	45—58	50	4	—	—	2	—	3	—	
174	61.96	44—58	54	1	—	—	2	—	3	—	Архашан
175	63.00	46—60	54	1	1	—	1	—	2	—	
219	62.44	39—53	45	3	—	—	2	1	2	1	Вершина
239	62.06	41—83	56	1	1	—	1	2	2	—	
290	61.26	39—53	46	3	—	—	4	—	1	—	Башабаран
653	60.87	45—50	47	3	—	1	4	—	3	—	Арман
745	61.45	43—52	47	4	—	—	—	—	1	1	Адиаман
1064	—	41—53	46	4	1	—	1	—	1	1	
1065	—	42—52	49	2	—	—	4	—	2	—	
1129	—	40—48	43	4	—	—	2	—	1	1	
1138	—	38—50	43	3	1	—	1	—	1	1	М. Богутлу
1139	—	37—42	39	6	1	—	1	—	1	—	»
1308	—	42—47	44	3	—	—	4	—	3	—	Колачи-тапа

d) Дациты

42	64.00	44—50	47	5	—	—	—	—	—	1	Шамиран
220	64.70	46—60	54	2	1	—	3	1	4	—	
238	63.30	35—55	47	4	—	—	4	—	2	—	
260	65.87	31—52	40	1	—	—	2	—	3	—	
656	—	42—45	44	5	—	—	4	—	3	—	
657	—	40—46	43	1	—	—	6	—	—	—	
659a	—	39—53	45	2	—	—	3	2	1	—	Вост. склон
659b	—	36—61	46	3	—	—	5	—	2	—	
1070	—	40—48	44	3	1	—	—	1	1	2	
1095	—	37—50	42	5	—	—	1	—	1	1	
1112	—	36—60	42	3	—	—	4	—	2	2	М. Богдтлу
1114	—	39—49	45	6	—	—	1	—	1	—	»
1116	—	34—53	44	3	—	—	3	1	2	1	»
1131	—	28—57	45	4	1	—	2	1	2	1	»
1142	—	38—63	49	5	—	—	3	—	1	—	»
1146	—	36—70	51	6	—	—	2	—	2	—	»
1169	—	43—57	50	3	—	—	5	—	1	1	Согутли
1170	—	44—50	46	3	—	—	1	—	3	1	
1204	—	28—43	38	4	—	—	3	—	1	—	Аралых
1720	—	40—46	43	3	1	—	2	—	2	1	

е) Щелочные дациты и липарито-дациты

134	65.02	47—52	50	4	—	—	3	—	3	—	Такия
155	66.30	46—51	48	1	—	—	2	1	3	—	
200	65.81	45—53	48	3	—	—	1	—	2	—	Амперт
204	66.67	33—41	37	3	—	—	1	—	1	3	Карадаг
741	—	27—48	40	2	—	—	2	—	2	—	»
744	—	40—49	44	4	—	—	2	—	3	1	Агакчи
1071	—	33—47	40	4	—	—	1	—	1	3	Адиаман
1072	—	37—46	41	4	—	—	2	—	2	3	»
1073	—	23—44	37	4	—	—	4	—	2	—	»
1074	—	33—49	41	3	—	—	3	—	3	1	»

Как видно из вышеприведенных таблиц, состав плагиоклаза обнаруживает значительные колебания в пределах каждой из групп. Более отчетливое представление об общем ходе изменения состава плагиоклазов параллельно изменениям в химизме породы дает следующая сводная таблица.

Таблица 3

Породы	Количество измерений	Колебания состава P1	Средний состав P1
Базальт	58	46—74	60
Андезито-базальт	118	42—83	55
Андезит	89	37—82	47
Андезито-дацит	120	37—83	46
Дацит	180	28—70	45
Липарито-дацит	87	22—53	42

По данным этой таблицы, средний состав плагиоклазовых вкрапленников закономерно изменяется с изменением химического состава содержащих его пород, несмотря на довольно резкие отклонения в отдельных случаях.

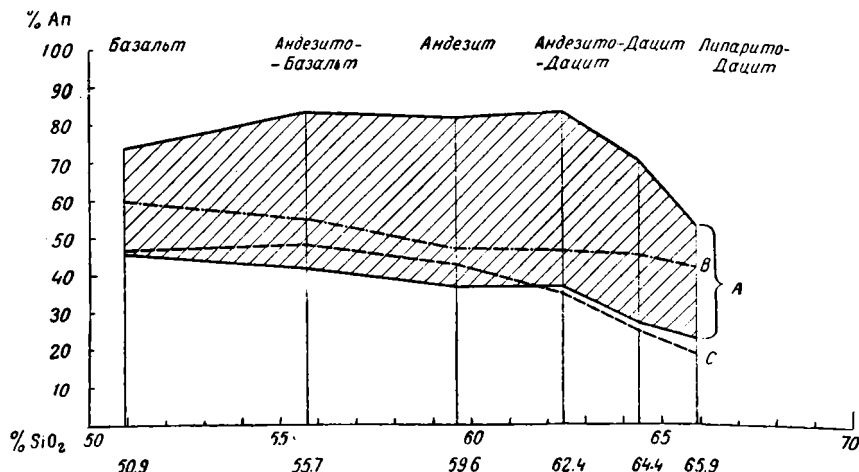
Для более полного уяснения связи между химическим составом лав и характером их плагиоклазовых вкрапленников чрезвычайно интересно также сопоставление полученных путем оптического исследования средних данных с результатами, полученными при вычислении «нормативных» плагиоклазов тех пород, для которых имеются химические анализы. И. А. Преображенский, занимавшийся в недавнее время (1937) подсчетами подобного рода для плагиоклазов группы базальты — трахиты, дает в своей статье подробную методику пересчетов, которая и была мною использована в настоящей работе. Все данные, полученные таким путем, приводятся в нижеследующей таблице.

Таблица 4

№ образцов	Породы	% SiO ₂	Средний % SiO ₂	Вычисл. № P1	Средн. вычисл. № P1	Средн. № P1 по измерениям
404	Базальт	50.92	50.9	47	47	60
99		56.05		59		
81		56.27		52		
217	Андезито-базальт	55.40	55.7	42	48	55
513		51.15		46		
1221		56.20		44		
311	Андезит	59.83	59.6	41	43	47
1353		59.30		45		
219	Андезито-дацит	62.44	62.4	40	35	46
239		62.06		38		
290		61.26		35		
653		60.87		27		
745		61.45		37		
134	Липарито-дацит и щелочной дацит	65.02	65.9	15	19	42
200		65.81		29		
204		66.67		13		

На основании этой и предыдущей таблиц составлена диаграмма (фиг. 1), дающая довольно наглядное представление об общем ходе изменений в составе измеренных и «вычисленных» плагиоклазов. По оси абсцисс отложены

при этом средние значения содержания кремнекислоты, вычисленные по имеющимся анализам. Рассмотрение этой диаграммы приводит к ряду выводов. Во-первых, в отношении амплитуды колебаний в составе плагиоклазов можно отметить, что она является наибольшей для пород промежуточного состава, достигая разницы в 45—46 номеров для андезитов и андезито-дацитов, и как будто закономерно суживается по мере приближения к крайним по химизму типам (разница для базальта 28 номеров, для липарито-дацита — 30 номеров). Возможно, что это обстоятельство является следствием большей «самостоятельности» этих крайних типов в петрографическом отношении. Далее, по отношению к кривой среднего состава замечается большее отклонение в сторону более богатых анортитом плагиоклазов (для большинства случаев), что объясняется присутствием в породах наряду с господствующими, более кислыми плагиоклазами отдельных единичных, более основных зерен (или зональных кристаллов с очень богатыми анортитом ядрами). Рассмотрение кривых среднего состава для измеренных



Фиг. 1. Диаграмма колебаний среднего состава плагиоклаза по типам лав. А — заштрихованная площадь, заключена между кривыми, отвечающими крайним по составу плагиоклазам каждой группы; В — средний состав плагиоклаза по группам, полученный из наблюдений; С — то же, по вычисленным нормативным составам.

и вычисленных плагиоклазов показывает, что они идут в общем параллельно одна другой, но значительно расходятся по мере приближения к более кислым членам. Вместе с тем нормативные плагиоклазы, как правило, на 10—15 номеров кислее средних плагиоклазов вкрапленников. Эта разница, вероятно, в значительной мере компенсируется более кислым, чем нормативный, составом плагиоклазовых микролитов и отчасти внешних оболочек в зональных вкрапленниках. Если, на основании этих данных, подойти к вопросу о том, насколько точно средний состав плагиоклазовых вкрапленников отражает содержание соответствующих окислов (Na_2O , CaO) в породе, то нужно отметить, что в данном случае закономерность, и довольно правильная, существует (параллелизм кривых В и С), хотя и несомненно, что состав плагиоклазовых микролитов является для эффузивных пород в общем более характерной величиной, чем сильно изменчивый состав вкрапленников, — обстоятельство, на которое впервые указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в своей работе о лавах Центрального Кавказа [1913].

ДВОЙНИКОВЫЕ ЗАКОНЫ

Некоторые особенности в проявлении отдельных двойниковых законов в исследованных плагиоклазах приводятся ниже.

Альбитовый закон. Для него обычно характерны полисинтетические двойники, дающие в разрезе $\perp M$ 5—8, реже больше, полосок; наблюдаются, в более мелких кристаллах, и простые альбитовые двойники. Чрезвычайно типичным для исследованных плагиоклазов можно считать параллельное сочетание альбитового и карлсбадского законов (фиг. 2, *g, h*). Таким образом, что крайние пластинки образуют между собой двойник La Ros Tourné. Средняя полоска при этом может быть уже боковых и иногда выклинивается (фиг. 2, *a*). Наблюдаются в некоторых случаях единичные узкие пластинки, включенные в совершенно однородном зерне (фиг. 2, *b*), а также, в особенности для более основных плагиоклазов, чередование узких полосок с широкими, причем с различной последовательностью в разных половинах кристалла (фиг. 2, *c*).

Линии двойниковых швов, наблюдаемые в шлифах, обычно совершенно прямые и резкие; в очень редких случаях наблюдались неправильно волокнистые или иззубренные.

Карлсбадский закон. В большинстве случаев дает простые двойники или параллельные тройные сочетания с альбитовым и альбит-карлсбадским законами. Наиболее обычно сочетание с альбитовыми полисинтетическими двойниками (фиг. 2, *d, e*). При этом часто шов между двумя половинами карлсбадского двойника неровный, тогда как линии швов по альбитовому закону совершенно прямые (фиг. 2, *d, e*). Нередко одна половина полисинтетически sdвойникова по альбитовому закону, другая однородна (рис. 2, *f*). Простые карлсбадские двойники (без сочетания с другими законами) характерны для более мелких кристаллов в более основных породах (андезит-базальты, базальты) и типичны для микролитов.

Фиг. 2. Различные случаи двойниковых сростаний

Сложный альбит-карлсбадский (La Ros Tourné) закон. Сростания по этому закону наиболее типичны в случаях параллельных тройников (см. выше), т. е. в тех случаях, когда нет непосредственного соприкосновения обеих половинок двойника. Характерны для многих зерен также тройники с последовательно уменьшающейся величиной пластинок (фиг. 2, *h*), двойники по этому же закону, но осложненные появлением третьей промежуточной или добавочной пластинки меньших размеров (фиг. 2, *i, j*).

Периклиновый закон. Наблюдается исключительно в сочетании с другими законами, преимущественно с альбитовым; полисинтетических двойников не образует. Наиболее типичные случаи сочетания периклиновых двойников с альбитовыми приведены на фиг. 2, *k, l, m, n, o*; там же приведен случай сочетания с карлсбадским двойником, — явление редкое.

Манебахский закон. Манебахские двойники наблюдаются обычно в сочетании с полисинтетическими альбитовыми, а также со сложным законом альбит-эстерель (в особенности характерно для липарито-дацитов).

Закон альбит-эстерель. Этот сложный закон наблюдается как в сочетании с альбитовыми, так и с манебахскими двойниками.

З а к о н $\perp$ (100). Простые незональные двойники по этому закону были отмечены в единичных случаях в некоторых андезито-дацитах и андезито-базальтах.

Б а в е н о в с к и й закон. Наблюдался также в исключительно редких случаях в крестообразно сросшихся простых двойниках.

О с о б ы е с л у ч а и с р а с т а н и й двух кристаллов, когда общая плоскость срастания является для одного из индивидов плоскостью (010), а для другого — (001), наблюдались почти в каждой группе (фиг. 2, *p, q, r*); они совершенно аналогичны «параллельным срастаниям», описанным Wenk'ом для некоторых румынских эффузивов.

Данные о сравнительном количественном распространении различных двойниковых законов в исследованных индивидах плагиоклазов сведены в нижеследующей таблице (приведены проценты к общему числу измерений в каждой группе).

Т а б л и ц а 5

Породы	Альби- товый закон	Манебах- ский закон	Закон $\perp$ (100)	Карлс- бадский закон	Перикли- новый закон	Закон La Roc Tourné	Закон альбит- эстерель
Базальты	36.9	—	—	32.9	9.6	20.6	—
Андезито-базаль- ты	38.1	0.8	1.6	27.9	0.8	28.4	2.4
Андезиты	33.7	—	—	30.0	7.5	25.2	3.3
Андезито-дациты	35.8	4.2	0.8	28.3	3.2	23.8	4.0
Дациты	39.4	2.2	—	30.0	3.3	19.0	6.1
Липарито-дациты	36.7	—	—	24.1	1.2	25.4	12.6

Наибольшим распространением пользуются, как видно, двойники по трем главным законам — альбитовому, карлсбадскому и сложному альбит-карлсбадскому, на долю которых приходится 87—95% всех случаев; из остальных законов наиболее часто встречаются периклиновый и комплексный альбит-эстерель; очень редки срастания по законам манебахскому $\perp$ (100) и бавеновскому (не приводится в таблице, наблюдался только в двух случаях в виде крестообразных срастаний). При учете количества альбитовых двойников нужно иметь в виду, что количество их, вероятно, несколько преуменьшено, так как в процессе измерений учитывались в первую очередь двойники, построенные по более редким и сложным законам. Эту неизбежную некоторую субъективность в подсчетах отмечают и другие авторы в аналогичных случаях, например Эберт [1932].

Что касается сравнительного распространения тех или других законов в отдельных группах пород, то какую-либо определенную закономерность можно констатировать только по отношению к тем из них, кривые процентного содержания которых приведены на диаграмме фиг. 3. Можно заключить, что в кислых породах двойники по закону альбит-эстерель встречаются чаще, чем в основных, и что периклиновые и карлсбадские двойники более характерны для основных пород, чем для кислых. В отношении альбитового и комплексного альбит-карлсбадского законов ясных закономерностей не наблюдается.

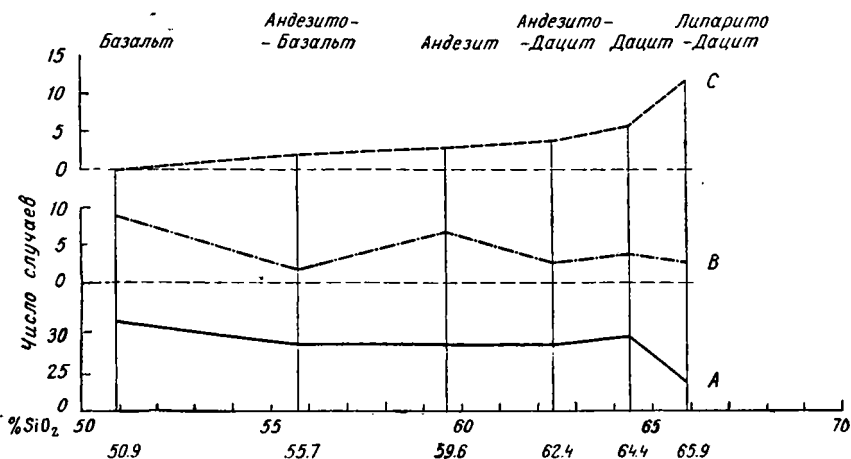
Полученные результаты хотя в общем и отвечают сложившимся в литературе взглядам о сравнительной частоте появления тех или иных двойниковых законов в плагиоклазах, в то же время позволяют констатировать некоторое своеобразие алагецких лав в этом отношении, что особенно выступает при сравнении с результатами, полученными при других аналогичных исследованиях для плагиоклазов эффузивных пород.

Так, для плагиоклазов основных эффузивных пород некоторых районов Румынии, подробно изученных Венком [1932], этот автор отмечает значительную роль, наряду с альбитовым, карлсбадским и сложным альбит-

карлсбадским законами, также периклинового и манебахского законов. Одновременно констатируется полное отсутствие двойников по закону альбит-эстерель, так характерному для лав Алагеза, особенно для более кислых.

Примерно такое же относительное распространение двойниковых законов наблюдается в плагиоклазовых вкрапленниках лав Семигорья (Румыния), исследованных Палиуком [Paliuc, 1932]. Лавы по составу отвечают дацитам и андезитам. Наибольшую роль после альбитового закона играет периклиновый, наблюдавшийся примерно в 30% из всех случаев; карлсбадский закон стоит на третьем месте. Совсем мало случаев приходится на комплексный альбит-карлсбадский закон; вовсе не наблюдались двойники по закону альбит-эстерель.

Плагиоклазовые вкрапленники в нироксеновых андезитах района Черхат в Венгрии, по описанию Вендля [1932], имеют преимущественное двойникование по альбитовому, несколько реже по карлсбадскому, периклиновому и альбит-карлсбадскому законам; очень редки сростания по законам альбит-эстерель, Манебах и Бавено.



Фиг. 3. Диаграмма, характеризующая частоту появления отдельных двойниковых законов. *A* — карлсбадский закон, *B* — периклиновый, *C* — закон альбит-эстерель.

Упомянутыми тремя работами, повидимому, исчерпывается литературный материал специально по плагиоклазам в эффузиях. По вопросу о распространении двойниковых законов в плагиоклазах интрузивных и метаморфических пород систематический материал, с использованием литературных данных, приведен в работе В. Н. Лодочникова [1925].

Согласно его выводам, в интрузивных породах, изученных им (район озера Зайсана), на долю двойников со швом (010) приходится 94% всех случаев. В. Н. Лодочников строит интересные предположения о связи двойникового строения плагиоклазов изверженных пород с внешним и внутренним давлением, которые имеют место при раскристаллизации этих пород из их пересыщенных расплавов. Он приходит к выводам, что, сообразно одинаковым условиям почти гидростатического давления в кристаллах плагиоклазов, должны пользоваться исключительным развитием двойники со швом (010), как наиболее устойчивые в механическом отношении, и что наибольшим распространением в зависимости от симметричности и величины входящих углов должны пользоваться законы альбитовый, карлсбадский и, наконец, сложные.

Вопросов связи между появлением различных типов двойниковых сростаний и условиями роста и развития плагиоклазовых кристаллов касаются и другие авторы, в частности довольно подробное исследование

по этому вопросу имеется у Байера [1934], который, на основании пространственного расположения двойников, различает среди них отдельные генерации, именно первичные, или двойники роста, и все остальные, вторичные двойники, или «двойники сдвига» (Schibezwillinge), образующиеся при воздействии напряжений, возникающих при застывании породы. Тенденции к образованию «двойников сдвига» противостоят обратные, «выравнивающие» усилия, объясняющиеся стремлением кристаллов избежать (eliminieren) внутренних пограничных плоскостей. К «двойникам роста» в основном относятся альбитовые и карлсбадские двойники, ко вторичным — периклиновые и манебахские.

Суммируя данные по плагиоклазам эффузивных пород (см. выше), приходится отметить довольно значительное развитие среди них двойников с плоскостью срастания (001) и по ромбическому сечению и, таким образом, некоторое расхождение с данными Лодочникова для пород интрузивных, что вполне естественно связывается с различными условиями роста плагиоклазовых кристаллов — в качестве ли фенокристов в эффузивах или в равномернозернистой, почти одновременно застывающей массе интрузива.

Дальнейшие исследования в этой области позволяют, вероятно, более определенно установить эти интересные закономерности.

ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ

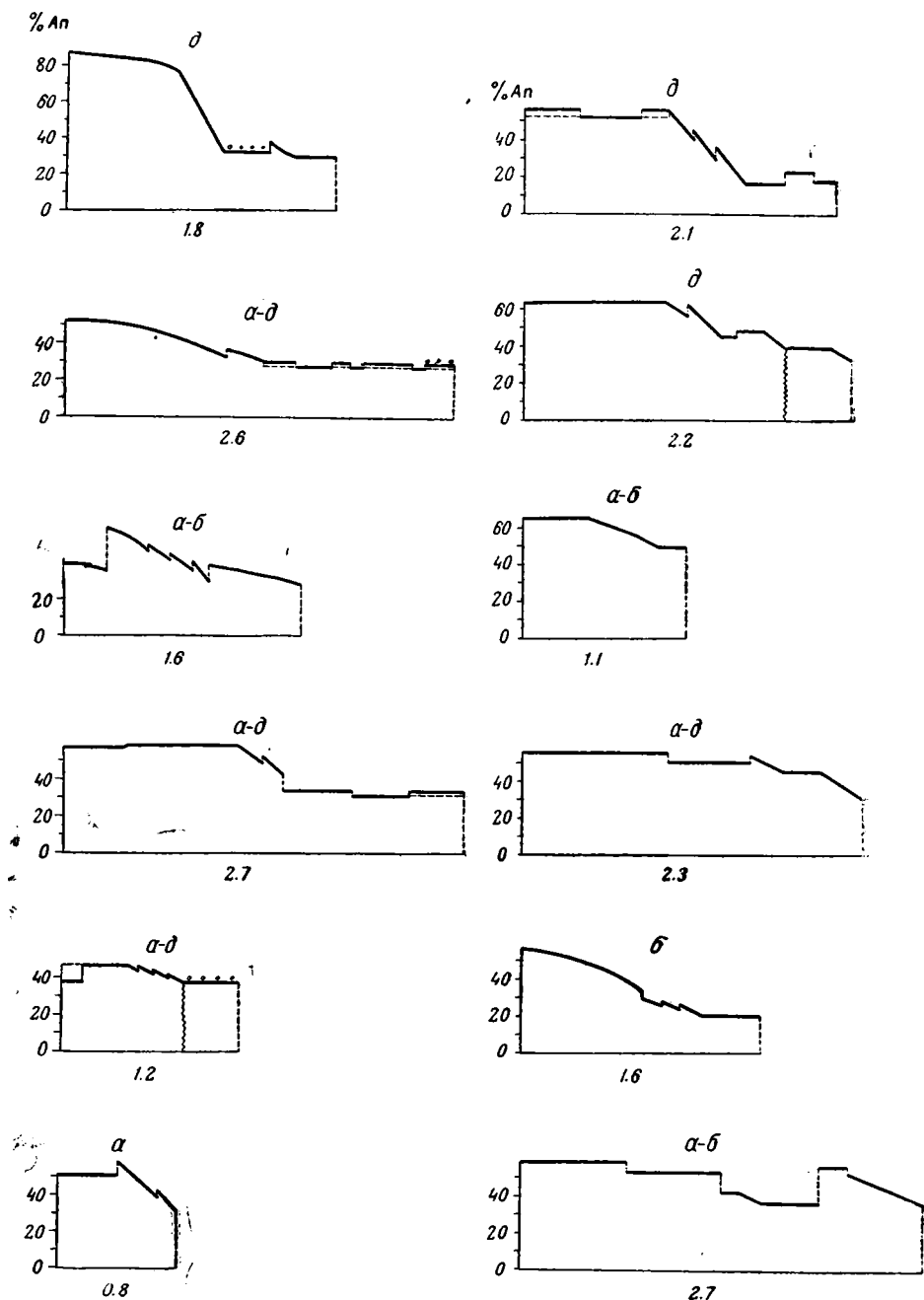
Зональное строение является типичным для более основных плагиоклазов среди исследованных образцов, главным образом для вкрапленников андезитов и андезито-базальтов. Для более кислых разностей, так же как и для базальтов, более характерны незональные кристаллы. Обычно в одном и том же шлифе наблюдаются как зональные, так и незональные зерна.

Характер расположения зональных оболочек очень различен. Зоны бывают то очень узкими и резко ограниченными одна от другой, то более широкими, с неясными и постепенными переходами. Иногда наблюдается только едва заметное изменение в составе кристалла, проявляющееся в виде волнистого угасания. Порядок чередования зон в полизональных кристаллах обычно нормальный, т. е. с постепенным понижением содержания анортита от центра к периферии, но в отдельных случаях бывает и обратным. Более отчетливое представление дают диаграммы на фиг. 4, построенные на основании измерения ряда зональных кристаллов. Здесь по горизонтальной оси отложены расстояния от центра кристалла до отдельных зон (вправо), а по оси ординат — состав соответствующего участка в процентах анортита. Кружочками отмечены участки, содержащие включения стекловатого базиса; волнистой линией отмечены неровные поверхности раздела отдельных зон, посягающие следы коррозии внутренней, ранее образовавшейся части.

Из рассмотрения диаграмм можно заключить, что в большинстве случаев средняя часть зонального кристалла имеет почти однородный состав. Наиболее резкое и быстрое изменение состава наблюдается в промежуточной, сравнительно узкой зоне, наконец внешняя оболочка тоже обычно почти однородна. Появление корродированных поверхностей замечается в большинстве случаев на границе между этой внешней и средней переходными зонами, что отмечает и Гомма [Homma, 1932] для специально изученных им зональных плагиоклазов из андезитовых лав Борнео. К этим участкам бывает обычно приурочено и появление стекловатых включений.

Во многих случаях на границе соседних зон наблюдается резкий скачок в составе, т. е. кривая хода изменения состава не имеет непрерывного характера. При следовании от ядра к периферии каждая следующая зона в таких случаях обычно начинается с более основного члена, чем крайний член предыдущей зоны. Крайние случаи такого рода приводят к картине ступенчатого хода зональности с горизонтальными площадками, — явля-

ния вообще более редкого. В ядровых частях кристаллов, а в некоторых случаях и в периферической однородной зоне можно отметить одновремен-



Фиг. 4. Диаграммы хода изменения состава зональных плагиоклазов. б — базальты, б-а — андезито-базальты, а — андезиты, а-д — андезито-дациты, д — дациты. По вертикальной оси процент анортита, по горизонтальной — расстояние от центра кристалла к периферии (в мм)

ное присутствие плагиоклазов различного состава, с небольшой разницей в 3—5 номеров, проявляющихся в разрезе плоскостью плифа в виде пятнисто расположенных чередующихся участков с различным погасанием. Участки с обратным ходом зональности встречаются довольно редко, в

большинстве случаев при этом наблюдаются одна или две узких полосы, выдающихся своим более основным составом на фоне нормального хода кривой для всего кристалла в целом. Появление таких аномальных зон, так же как и наличие резких разрывов кривой, фиксирует собой моменты резкого изменения внешних физико-химических условий в процессе формирования зональных кристаллов.

УГОЛ ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ

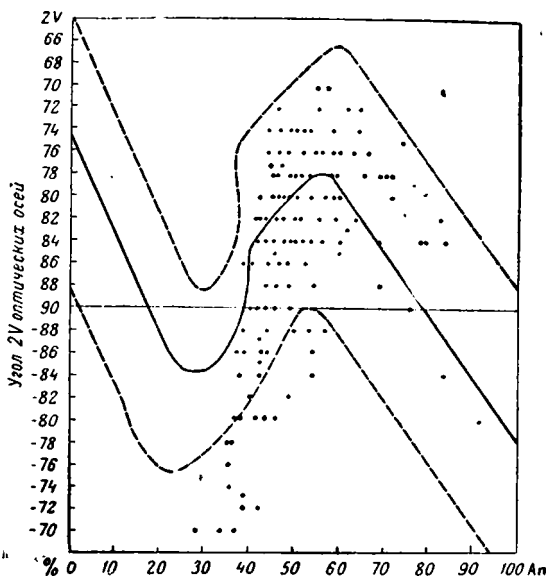
Многочисленные определения значения угла $2V$ оптических осей, полученные попутно с определением главных элементов плагиоклазов на федоровском столике, сведены на диаграмме фиг. 5. За основу здесь взята диаграмма угла $2V$ оптических осей плагиоклазов, составленная Никитиным (1929). Большинство измерений сделано по выходам двух осей.

Большинство полученных точек попадают, как видно, в пространство между двумя крайними пунктирными кривыми, ограничивающими, по Никитину, пределы колебаний угла $2V$, и закономерность между составом плагиоклаза и углом оптических осей выражена здесь довольно отчетливо. Наименьшим размахом колебаний отличаются при этом более основные плагиоклазы (от № 60 и выше), для которых, впрочем, имеется меньше данных. Крайние положительные значения $2V$ (для лабрадора, согласно Никитину, до 66°) не отмечаются вовсе. Полученные величины обычно не превосходят $+70^\circ$. Несколько другая картина наблюдается в области отрицательных значений угла $2V$, где отмечаются значительные отклонения от кривых для плагиоклаза состава 30—45 номеров. Особенно резкий отрицательный «язык» выражен для кислых андезитов № 30—40, где значения $2V$ достигают -70° ; при крайних пределах, по кривым, — до -76° .

Колебания значения угла $2V$ в пределах одного и того же шлифа часто бывают довольно значительными, в большинстве случаев даже определения $2V$ для двух половинок сдвойникового зерна не дают одинаковых результатов. Все это указывает на крайнюю изменчивость угла оптических осей в исследованных плагиоклазах и на тесную связь этой оптической константы не только с составом кристалла, но и с условиями его роста и дальнейшего существования (позднейшие механические воздействия и т. п.). Согласно Байеру [1934], в изменениях угла оптических осей особенно резко отражаются процессы изменения кристаллической решетки полевых шпатов, явления взаимопереходов моноклинных и триклинных модификаций и другие аналогичные явления.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ТОЧЕК ДЛЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАГИОКЛАЗОВ НА КРИВЫХ НИКИТИНА

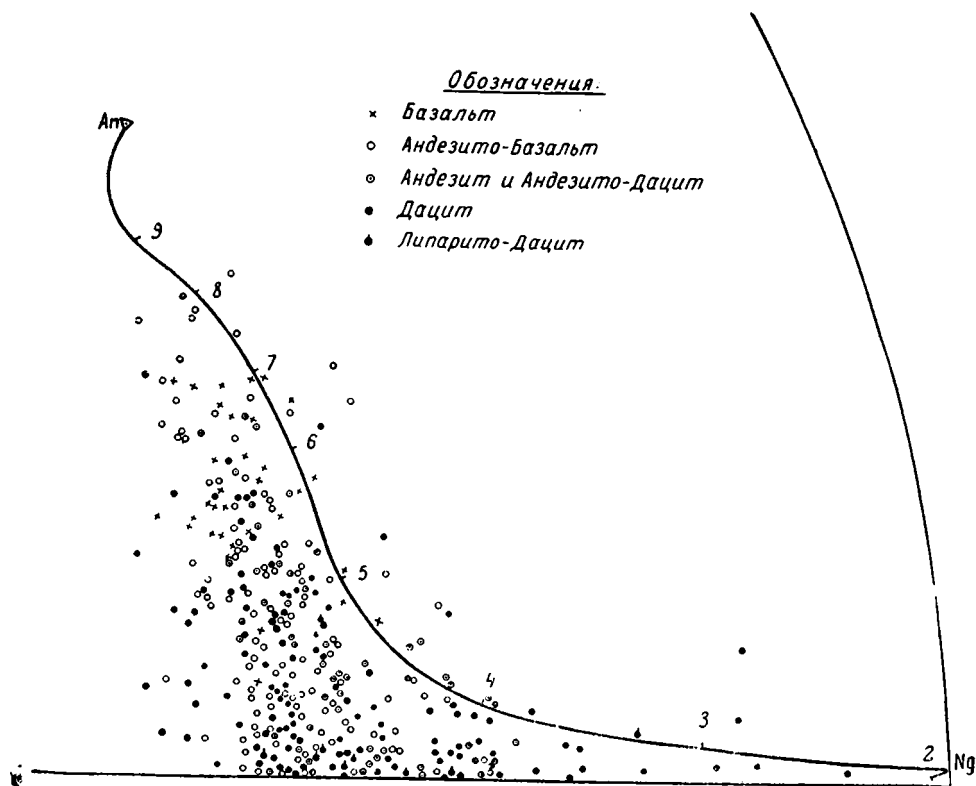
Большое количество данных, полученных для отдельных кристаллографических элементов исследованных плагиоклазов — полюсов плоскостей



Фиг. 5. Диаграмма угла $2V$ оптических осей плагиоклазов. Точками обозначены полученные значения угла $2V$ для алагецких плагиоклазов.

срастания, плоскостей двойникового шва, двойниковых осей — позволило построить диаграммы «рассеяния» для главнейших из этих элементов путем нанесения полученных точек на диаграммы Никитина и сопоставления их с его кривыми.

Наибольшее количество измерений было, естественно, получено для положения полюсов плоскости (010), представленных на диаграмме фиг. 6. Здесь различные обозначения соответствуют различным типам пород, содержащим исследованные плагиоклазы (объяснения в подписях к диаграмме). Использованы (так, как в других случаях) были только наиболее



Фиг. 6. Диаграмма положения точек, полученных для полюсов плоскости (010) на кривой Никитина

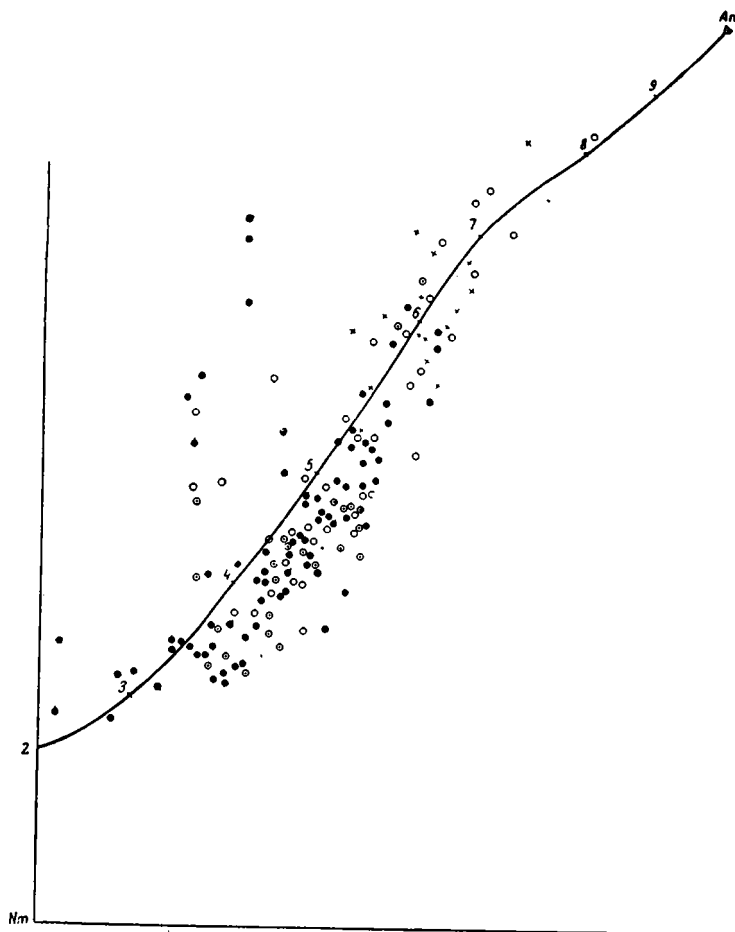
точные результаты измерений, дававшие при нанесении на сетку наименьший треугольник погрешностей.

Диаграммы показывают, что подавляющее большинство полученных точек ложатся на левую сторону кривой, причем полоса с наибольшей плотностью точек, следуя в общем направлению никитинской кривой, приблизительно совпадает с ней в пределах 80—100 номеров (здесь, впрочем, слишком мало измерений) и в дальнейшем постепенно все больше расходится с ней. Наибольшее среднее отклонение точек от кривой можно констатировать в пределах приблизительно сороковых номеров (андезины), разница достигает 8°. По своему «происхождению» это в основном плагиоклазы андезито-дацитовых группы.

Мало определенные и слишком немногочисленные данные имеются для правого конца кривой. Наибольшие единичные отклонения наблюдаются у некоторых плагиоклазов дацитов — до 12° в левую сторону, до $10\text{--}12^\circ$ вправо.

При сопоставлении с кривой Дюпарка и Рейнгарда [1923] отклонения в области 40—60 номеров получаются еще несколько большими.

Аналогичные результаты были получены Венком и Палиуком (см. цитированные выше работы) для плагиоклазов в основных эффузивах Румынии.



Фиг. 7. Диаграмма положения точек, полученных для выходов двойниковой оси (001) на кривой Никитина. Обозначения те же, что на фиг. 6

Точки для (010) неизменно ложатся по правую сторону кривой с наибольшим отклонением у андезитов. Можно предполагать типичность этого явления для плагиоклазов эффузивных пород вообще, но для проверки этого предположения данных пока еще, конечно, недостаточно.

На диаграмме фиг. 7 нанесены выходы двойниковых осей, параллельных ребру (001). Здесь наибольшее отклонение полученных точек от кривой Никитина для карлсбадского закона можно констатировать у плагиоклазов 35—55 номеров, — отклонение, в среднем, порядка $8\text{--}10^\circ$. Для более основных плагиоклазов средние полученные значения в общем совпадают с кривой. Несколько особняком стоит резкое отклонение в левую сторону, наблюдавшееся для некоторых дацитов. Ширина полосы рассеивания здесь менее велика, чем для кривой (010), и не превосходит, в среднем, 15° .

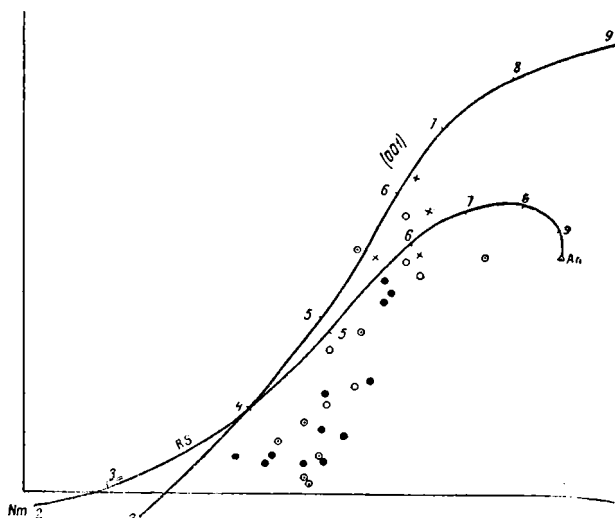
Точки, полученные на диаграмме для закона La Ros Tourné (Фиг. 8), также группируются в ясно выраженную полосу, примыкающую к кривой Никитина в области 70 номеров и уклоняющуюся от нее максимально на 6—8° в области андезинов. Наибольшая ширина площади рассеивания составляет около 15°. Наиболее уклоняются от средних значений точки для плагиоклазов дацитов и андезито-дацитов.

Измерений для кривых, соответствующих периклиновому и манебахскому законам [(001) и ромбическое сечение], имеется сравнительно немного (фиг. 9). Все же намечаются определенные отклонения в правую сторону от кривых, и опять-таки наиболее резко это проявляется для более кислых плагиоклазов, преимущественно из дацитовой группы.

Таким образом, при сопоставлении полученных точек для плагиоклазов алагезских лав с кривыми Никитина можно констатировать во всех случаях систематическое отклонение, достигающее своего максимального значения для плагиоклазов с содержанием 30—45% анортита, наиболее характерных для группы дацитов.



Фиг. 8. Диаграмма положения точек, полученных для закона La Ros Tourné на кривой Никитина. Обозначения те же, что на фиг. 6.



Фиг. 9. Диаграмма положения точек, полученных для полюсов плоскостей срастания по манебахскому и периклиновому законам на кривой Никитина. Обозначения те же, что на фиг. 6.

Это обстоятельство еще раз подчеркивает своеобразие группы олигоклаз — андезин среди плагиоклазов Алагеца. Для них мы имеем: а) максимальные отклонения от кривых Никитина, б) наиболее резкие аномалии в величине угла оптических осей (см. выше), в) наиболее резкие точки излома на кривых частоты появления двойниковых законов, г) наибольшие отклонения среднего состава от вычисленного теоретического состава. Причину появления всех этих отклонений следует, вероятно, искать в особенностях химической природы этой группы плагиоклазов, и скорее всего во влиянии примеси молекулы калиевого полевого шпата. Как известно [П. И. Лебедев, 1931], содержание K_2O в более кислых членах алагезской эффузивной серии непрерывно возрастает и достигает вообще довольно значительной величины, в то время как кали-натровый полевой шпат минералогически остается совершенно не выраженным. Можно предполагать, в согласии

с Аллингом [1921] и другими авторами, что молекула KAlSi_3O_8 входит в том или ином виде в молекулу плагиоклаза и вызывает появление вышеописанных аномалий.

SUMMARY

The present work contains a description of the results obtained in the comparative statistical investigations of the optical properties of the plagioclastic inclusions in the quaternary lavas of the Alagez volcano in Armenia. More than 600 measurements were conducted. By its chemical composition the lavas form a complete effusive series commencing with basalts and ending with alkali dacites and liparite-dacites. The plagioclastic inclusions are for the most part formed of andesine and labradorite. Comparison of the data of optical calculations with the results obtained from calculation on chemical analyses pertaining to normative plagioclases, point to the far greater basicity on the formers in regard to the latters. Study of the comparative frequency of distribution of twin lavas has shown that the most developed lavas are those of albite, carlsbad and complex albitic-carlsbad. The share of the remaining lavas, of which periclinic and albite-esterel occur most frequently, consists of no more than 10%. The most characteristic lavas for the more basic plagioclases are the carlsbad and pericline, those for the more acid being albite-esterel, this association in the composition not being observed in regard to the other lavas. Study of zonal plagioclases has allowed the compilation of several diagrams of the zonal trend for various types of grain and has also permitted some conclusions to be drawn concerning the zonal trend.

Angle measurement of 2V optical axes have demonstrated the existence of some deviation in acid andesines in the direction of an unusually low negative significance. The study of the situation of points obtained for various crystallographic elements of the investigated plagioclases — plane coalescence poles, manifestation of twin axes etc., on the Nikitin and Duparque-Reingardt curves permit the affirmation of generally considerable average deviation (see diagrams in the text).

Comparison of the results obtained in the above mentioned individual points of optic investigation of plagioclases permit, in general, the declaration of existence of a series of deviations from the norm in plagioclastic inclusions of the andesine group, which is probably associated with the singularity of their chemical composition as well as with the conditions of their formation.

ЛИТЕРАТУРА

- Лебедев П. И. Вулкан Алагец и его лавы. Лг., изд. Акад. Наук СССР, 1931.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. Инст., 1913, 20, 251.
Лодочников В. Н. Микроскопические наблюдения полевых шпатов и выводы из них в породах Кальджирской вол. Зайсанского у., Семипалатинской обл. Зап. мин. общ., 1925, 52, 61.
Никитин В. В. Новые диаграммы для определения полевых шпатов универсальным методом Федорова. Л., 1929.
Преображенский И. А. О номерах плагиоклазов в группе базальты — трахиты. Тр. Петр. инст., 1937, вып. 11, 3.
Alling H. Minerography of feldspars. J. Geol., 1921, 29, p. 222.
Baier E. Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspate. Z. Krist., 1930, 73, 465.
Duparc L., Reingardt M. Bull. Suisse de Min. et Petr., Genève, 1923.
Ebert H. Die Bestimmung der saueren Plagioklasen mit Hilfe der Zonenmethode. Min. Petr. Mitt., 1932.
Homma E. Ueber die Ergebnisse von Messungen zonarer Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1932, 345.
Paluc G. Untersuchungen der Plagioklasse einiger Ergussgesteine Siebenbürgens (Rumanien). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1932, 423.
Wendl A. Ueber die Pyroxen-Andesite des Cserhatgebirges (Ungarn). Min. Petr. Mitt., 1932, 42, 491.
Wenk E. Statistische Drehtischuntersuchungen Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1933, 13, 205.

Л. М. КУПРИЯНОВА

О СФЕРОЛИТОВОЙ МИКРОСТРУКТУРЕ В ШАМОТЕ

Сферолитовые структуры, характерные для многих естественных горных пород, встречаются также и в искусственных технических продуктах. В особенности часто их можно наблюдать в технических стеклах и кислых металлургических шлаках, где они образуются в результате девитрификации первоначального стекла.

Образцы шамота также имеют иногда сферолитовую структуру; в частности, подобную структуру довелось наблюдать при исследовании под микроскопом одной опытной шамотной пробки до службы ее в сталеразливном ковше.

Случай этот столь интересен, что заслуживает того, чтобы о нем вкратце написать.

Исходными материалами для изготовления этой пробки послужили глины Любытинского месторождения (полусухарь, 22%) и «дубровочка» (23%), а также шамот из любытинской глины, обожженной при 1350° С (55%) [Вязельщиков, 1935].

При исследовании под микроскопом любытинская глина оказывается в основном состоящей из типичных чешуйчатых агрегатов каолинита, между тем как глина «дубровочка» представляет собою тонкоагрегатную смесь каолинита и слюдоподобного минерала,¹ причем в последнем случае некоторые агрегаты каолинита окрашены окислами железа в буроватый цвет.

И в той и в другой глинах присутствует в тонкоизмельченном состоянии углистое вещество и соединения титана.

Примеси составляют: зерна кварца, лимонит, пирит и редкие листочки слюды.

Химический анализ глин приводится в табл. 1 [Вязельщиков, 1935].

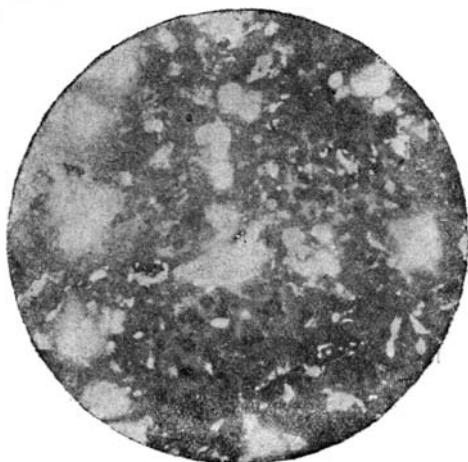
Т а б л и ц а 1

Название глин	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Потеря при прокаливании	Сумма	Гигр.
Глина любытинская (полусухарь)	45.69	1.78	35.22	2.71	12.76	98.16	3.74
Глина «дубровочка»	50.35	2.01	32.23	2.05	11.51	98.15	3.40

Опытные плитки, приготовленные из этих материалов, были обожжены в электропечи при 1350° С.

¹ Чешуйчатый минерал, имеющий двупреломление, близкое к двупреломлению у слюды.

При исследовании под микроскопом обожженного материала оказалось, что это обычного типа шамотный череп, состоящий из бурых стекловато-муллитовых зерен шамота и связки; последняя пронизана мелкими, округлыми, реже щелевидными порами.



Фиг. 1. Микроструктура шамота
Увел. $\times 45$.



Фиг. 2. Сферолиты магнетита в шамоте.
Увелич. $\times 760$

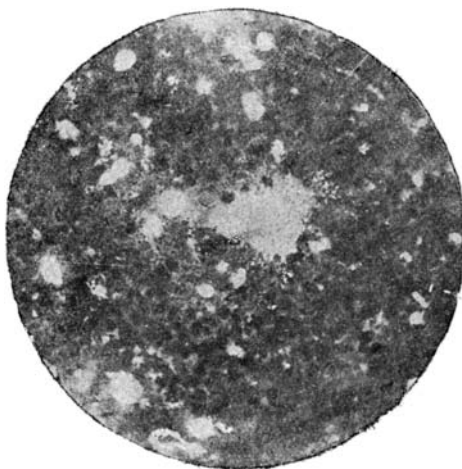
Вся масса, не исключая зерен шамота, переполнена округлыми и эллипсоидальными темнобурыми железистыми стяжениями (сферолитами), как это можно наблюдать на фиг. 1.

Сферолиты, наблюдаемые в нашей шамотной пробке, могут быть сведены к двум типам: в одном из них имеются каплевидные образования с радиально

расположенными обрывками магнетита (фиг. 2); второй тип — это стяжения, в центрах которых находятся зерна кварца; последние окружены железистой реакционной каймой. Как и в первом случае, здесь наблюдается также радиальное расположение обрывков магнетита.

Скопления магнетита особенно отчетливо можно видеть в так называемых «мушках» (фиг. 3).

При рассмотрении под микроскопом при больших увеличениях мушки имеют следующее строение: в центре их обычно видны одна или несколько округлых пор, между которыми находится желто-бурое железистое стекло, содержащее беспорядочно расположенные дендритовидные обрывки магнетита. По периферии мушки располагаются округлые темнобурые желе-



Фиг. 3. Скопления магнетита в так называемых «мушках». Увелич. $\times 45$

зистые стяжения. В мушках они не представляют каких-либо специальных особенностей и по строению не отличаются от ранее описанных. Обогащение их соединениями железа, повидимому, следует отнести за счет местного случайного скопления этих соединений.

Известно, что сферолитовые образования представляют собою довольно обычное явление как в искусственных, так и в естественных стеклах.

В технических стеклах появление сферолитов связано с недостаточно быстрым охлаждением, сопровождающимся расстеклованием.

В кислых изверженных горных породах подобные стяжения называются сферолитами, в основных — вариолями.

Образование вариоль может происходить или 1) вследствие ликвации первоначальной магмы на две не смешивающиеся жидкости и последующей кристаллизации части жидкости в виде вариоль, или 2) контактно-метаморфическим способом; в последнем случае вариолитовые породы возможно сравнивать с контактными сланцами и роговиками [Белянкин, 1936].

Последнее особенно интересно, так как наша шамотная пробка по структуре также напоминает пятнистые сланцы.

Как и в случае естественных горных пород, происхождение стяжений, найденных в шамоте, также метаморфическое. Одни из них возникают при этом в результате перерождения каолипита при высоких температурах с образованием муллита и стекла; в капельках последнего стягиваются соединения железа. В стяжениях другого типа центрами кристаллизации служат зерна кварца. Они оплавляются и стягивают к себе соединения железа из окружающей массы.

Изложенный здесь фактический материал любопытен в том отношении, что заключения по нему с известной долей уверенности могут быть перенесены на аналогичные явления природного контактного метаморфизма.

За помощь, оказанную мне в моей работе, выражаю глубокую благодарность проф. Д. С. Белянкину.

SUMMARY

A highly curious micro-structure was found upon the microscopic examination of a trial chamot stopper prior to its use in the steel-pouring vessel: the entire chamot mass was found to be replete with rounded ellipsoidal, darkbrown ferric strictions — spherolites (fig. 1) with radially located magnetite breaks in them (fig. 2).

The accumulation of magnetite is particularly clearly evident in the so called «spots» (fig. 3). The striction is of metamorphic origin, appearing in the process of change of the original material under high temperature.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е л я н к и н Д. С. Некоторые параллели из области петрографии технического камня и петрографии естественных горных пород. Изв. Акад. Наук, Геол. сер., 1936, № 1.
- В я з е л ь щ и к о в П. П. Отчет за 1935 г. по сектору шамота Института огнеупоров в Ленинграде, ч. I. Пробки и стаканы.
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Петрография, 1931.

А. А. ЛЕОНТЬЕВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ОБСИДИАНОВ В СВЯЗИ С ВОПРОСОМ ПЕМЗООБРАЗОВАНИЯ

В связи с вопросом образования пемз при нагревании обсидианов в лаборатории силикатных расплавов Петрографического института Академии Наук были исследованы некоторые физические свойства обсидианов кавказских месторождений, главным образом Армении [Волярович и Леонтьева, 1937].

Семь исследованных образцов обсидианов были получены из следующих месторождений:

- Обсидиан № 1—гора Б. Ах-Даг (Ахманганское плато)
- » » 2—озеро Гокча
- » » 3—вулкан Алагез
- » » 4—озеро Гокча
- » » 5—Сухой фонтан (Ереван)
- » » 6— » » »
- » » 7—Богутлу

Образцы обсидианов получены были из коллекций сотрудников Института. Все они представляли собою или чистые стекла (№ 3 и 7) или стекла с включениями (по большей части небольшими) кристаллических образований.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР ПЕМЗООБРАЗОВАНИЯ

Небольшие кусочки испытуемого обсидиана, размером в 5—7 мм, помещались в фарфоровые тигли и нагревались со скоростью около 10° в минуту. Для каждого обсидиана определялась температура, при которой все взятое количество его превращалось в пемзообразную массу. Результаты определений приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

№ обсидиан- нов	1	2	3	4	5	6	7
t°	1040	1050	1170	960	1070	1130	1060

Самую низкую температуру пемзообразования имеет обсидиан № 4. В этом отношении он похож на обсидианы, изученные Коцу [Koçu, 1929] и Эндем [Endell, 1915], которые раздувались в пемзу при 900°. Повидимому, температура 600°, при которой образцы Коцу начинали сильно расширяться, имеет для него особое значение, так как призма, приготовленная из этого обсидиана для измерения вязкости, растрескалась при 650°.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

Показатели преломления были определены по иммерзионному методу в белом свете для шести образцов обсидиана, не обработанных термически, и для тех же обсидианов, превратившихся уже в пемзу. Коцу подвергал нагреванию до 600° свои образцы и измерял их показатели преломления. При нагревании до таких сравнительно низких температур показатели преломления практически не зависят от температуры, изменяясь только на одну-две единицы третьего знака. При температурах пемзообразования наших обсидианов, порядка 1000° , можно было ожидать большей разницы в показателях преломления, но оказалось, что она колеблется в пределах четырех-пяти единиц третьего знака. Во всех случаях наблюдалось уменьшение показателя преломления пемзы по сравнению с исходными обсидианами. Этот эффект нагревания объясняется образованием в искусственных пемзах сложной и очень развитой системы пор и микропор, поглощающих много воздуха, что и сказывается в понижении светопреломляющей способности образцов. Табл. 2 дает результаты измерений и соответствующие температуры пемзообразования.

Таблица 2

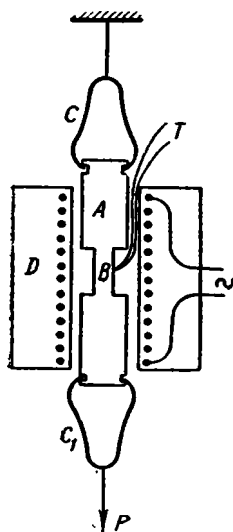
№ образцов	Показатели преломления		t° пемзообразования	Δn
	обсидиана	пемзы		
1	1.485 ± 0.002	1.481 ± 0.002	1050	-0.004
3	1.4765 ± 0.0025	1.472 ± 0.002	1170	-0.004
4	1.492 ± 0.002	1.487 ± 0.002	960	-0.0055
5	1.492 ± 0.002	1.489 ± 0.002	1070	-0.004
6	1.472 ± 0.002	1.468 ± 0.002	1130	-0.004
7	1.496 ± 0.002	1.492 ± 0.002	1060	-0.004

ИЗМЕРЕНИЕ ВЯЗКОСТИ

Вязкость исследованных обсидианов измерялась в интервале температур от 800° до температуры их пемзообразования. Для ее измерения в этом температурном интервале был выбран метод растягивания образца под нагрузкой, применяемый для измерения вязкости стекол в интервале размягчения [Lillie, 1933]. Этот метод был нами применен для исследования вязкости кварцевого стекла при t° до 1400° [Воларович и Леонычева, 1936]. Образцы обсидианов для измерения вязкости изготовлялись в виде призм с квадратным сечением приблизительно в 2 см^2 и общей длиной в 8 см. Средняя часть образца, длиной в 1 см, отшлифовалась так, что получалась тоже призма с квадратным сечением, значительно меньшим, чем сечение широких концов (фиг. 1, В). Благодаря этому при нагревании растягивалась только средняя узкая часть, имевшая в начале опыта определенную длину и помещавшаяся в том участке печи, где температура по длине ее была постоянна. Растягивание в условиях опыта происходило достаточно равномерно, как показывает фотоснимок одного из образцов (№ 6) после опыта (фиг. 2). Образец А (фиг. 1) зажимался в металлические пружинные зажимы CC_1 и подвешивался в небольшой платиновой печи D так, чтобы концы его были вне печи (фиг. 2). T обозначает термометру из Pt/Pt-Rh. Опыт велся изотермически и для исключения упругих деформаций с неизменной нагрузкой P на нижнем конце образца.

Почти для всех образцов в указанных пределах температур начинается уже вязкое течение обсидианового стекла. Вычисления вязкости производились по формуле: $\eta = \frac{P \cdot l \cdot \tau}{S \cdot \Delta l}$, где P — нагрузка, S — поперечное сечение, $\frac{\Delta l}{\tau}$ — скорость удлинения образца. Результаты измерений вязкости

приведены в табл. 3—9 и на диаграммах фиг. 3. Для обсидианов № 1 и 6 (табл. 3—9) удалось испытать по два образца. На фиг. 3 повторные измерения для обсидиана № 1 отмечены крестиками. Величины вязкости повторных измерений, как видно из таблиц и из фиг. 3, довольно близки друг к другу, особенно в случае обсидиана № 6, для которого наибольшее расхождение отдельных результатов в двух сериях измерений составляет только 5%. На диаграммах, как обычно, по оси ординат (фиг. 3) отложены $\log$ вязкости, по оси абсцисс — соответствующие температуры. Для сравнения приведена кривая $\log$ вязкости кварцевого стекла [Волярович и Леонтьева, 1936]. Для обсидиана № 4 измерить вязкость не удалось, так как уже на 650° он образует трещины и рассыпается. Для всех исследованных обсидианов зависимость вязкости от температуры изображается прямыми линиями в области температур от 800 до 1100° .



Фиг. 1. Схема установки для измерения вязкости.

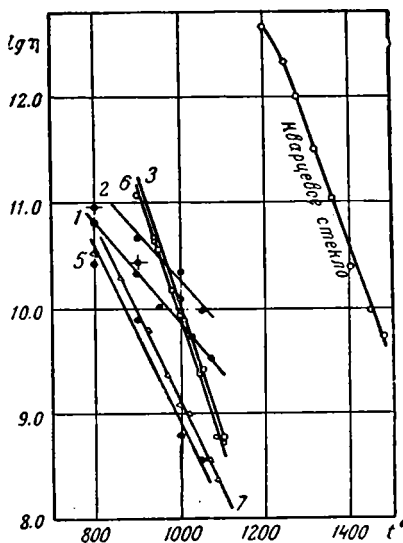


Фиг. 2. Образец обсидиана (№ 6) после опыта

Наклон этих прямых для обсидианов № 3 и 6 и, пожалуй, № 5 и 7 очень близок к наклону прямой для кварцевого стекла и к наклонам четырех стекол из системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, вязкость которых была измерена Тэйлором и Диром [Taylor and Dear, 1937] тем же методом растяжения при температурах отжига ($400-500^\circ$). Так, тангенс угла наклона прямой для кварцевого стекла равен 2.80, для обсидианов № 3 и 6 он равен 3.10, для стекол из системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, прямые $\log$ вязкости для которых идут почти параллельно, — 3.05 и, наконец, для обсидианов № 5 и 7 имеет несколько меньшее значение — 2.15.

Абсолютные значения в указанном интервале температур меняются от 10^{11} до 10^8 пуазов. Образование пемзы для всех обсидианов, кроме 1 и 2, происходит при вязкостях порядка $10^{8.5} - 10^{9.5}$ пуазов.

Химический состав обсидианов определялся в Аналитической лаборатории Института геологических наук. Анализы приведены в табл. 10. Химический состав всех четырех анализированных обсидианов почти одинаков. Все они содержат около 9% окислов щелочных металлов и около 75% SiO_2 , почти одинаковое количество окислов железа и алюминия. Обсидиан № 4 отличается почти вдвое меньшим содержанием окислов титана и марганца. Содержание воды и летучих в них очень незначительно (около 0.2% в среднем), и только в обсидиане № 4 потеря при прокаливании доходит до 0.3%.



Фиг. 3. Кривые температурной зависимости вязкости обсидианов

Таблица 3

Обсидиан № 1 (измерение 2-е)

t°	1070	1025	950	900	800	900	800
η	$3.37 \cdot 10^9$	$5.43 \cdot 10^9$	$6.0 \cdot 10^9$	$2.18 \cdot 10^{10}$	$6.78 \cdot 10^{10}$	$2.76 \cdot 10^{10}$	$9.37 \cdot 10^{10}$
$\log \eta$	9.528	9.734	10.029	10.338	10.830	10.442	10.972

Таблица 4

Обсидиан № 2

t°	1050	1000	950	900	800
η	$7.50 \cdot 10^9$	$2.25 \cdot 10^{10}$	$3.74 \cdot 10^{10}$	$4.66 \cdot 10^{10}$	$8.76 \cdot 10^{10}$
$\log \eta$	9.875	10.352	10.572	10.668	10.944

Таблица 5

Обсидиан № 3

t°	1100	1050	1000	900
η	$5.84 \cdot 10^8$	$3.40 \cdot 10^9$	$1.25 \cdot 10^{10}$	$1.19 \cdot 10^{11}$
$\log \eta$	8.767	9.492	10.097	11.076

Таблица 6

Обсидиан № 5

t°	1100	1050	1000	900	800
η	$9.42 \cdot 10^7$	$3.78 \cdot 10^8$	$6.62 \cdot 10^8$	$8.04 \cdot 10^9$	$9.71 \cdot 10^{10}$
$\log \eta$	7.974	8.578	8.794	9.405	10.434

Таблица 7

Обсидиан № 6 (измерение 1-е)

t°	1100	1045	1010	940
η	$5.50 \cdot 10^8$	$2.46 \cdot 10^9$	$7.79 \cdot 10^9$	$4.62 \cdot 10^{10}$
$\log \eta$	8.741	9.392	9.889	10.665

Таблица 8

Обсидиан № 6 (измерение 2-е)

t°	1100	1080	1000	970	940
η	$5.40 \cdot 10^8$	$7.60 \cdot 10^8$	$8.24 \cdot 10^9$	$1.49 \cdot 10^{10}$	$4.33 \cdot 10^{10}$
log η	8.732	9.765	9.916	10.174	10.637

Таблица 9

Обсидиан № 7

t°	1085	1070	1040	1020	1000	970	900	860	800
η	$9.34 \cdot 10^8$	$3.65 \cdot 10^8$	$5.92 \cdot 10^8$	$9.83 \cdot 10^8$	$1.21 \cdot 10^9$	$2.34 \cdot 10^9$	$9.76 \cdot 10^9$	$1.94 \cdot 10^{10}$	$3.30 \cdot 10^{10}$
log η	8.370	8.563	8.773	8.995	9.084	9.370	9.900	10.289	10.519

Таблица 10

№ образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	Потери при прокаливании
1	75.56	0.11	14.18	0.20	0.50	0.10	0.04	0.61	4.56	4.21	0.16	—
2	75.31	0.10	14.30	0.26	0.43	0.09	0.04	0.58	4.46	4.49	—	0.24
3	76.12	0.11	13.37	0.36	0.38	0.07	0.06	0.64	4.83	4.06	0.10	0.16
4	76.46	0.06	13.30	0.24	0.50	0.04	0.09	0.58	4.45	4.21	0.04	0.30

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование пемз из обсидианов наблюдалось многими авторами в лабораторной обстановке (Абих, Энделль) и в природе (Брен) [Brun, 1911]. Абих [Abich, 1840] в 40-х годах прошлого столетия производил опыты по получению искусственных пемз из обсидианов и определял потери в весе при пемзообразовании. Он нашел, что обсидианы с большим содержанием щелочей легче превращаются в пемзы, т. е. температура пемзообразования их ниже и кажущийся объем получавшейся пемзы больше. Такое влияние количества щелочей весьма вероятно, так как при увеличении содержания щелочей вязкость силикатных стекол сильно понижается. Например, в системе Na₂O — SiO₂, подробно исследованной Гейдкампом и Энделлем [Heidkamp und Endell, 1936], вязкость стекол, содержащих Na₂O в количестве большем, чем 50 молекулярных процентов, падает до долей пуаза. Присутствие летучих играет, конечно, самую существенную роль в процессе пемзообразования. Интересно отметить, что вода в собственно обсидианах содержится в очень небольших количествах — не более 0.6% в японских обсидианах (Коцу) и около 0.2% в кавказских. Те же 0.3% получил и Абих при определении потери в весе при пемзообразовании.

Увеличение содержания летучих сильно понижает вязкость, а также нижнюю границу интервала размягчения и облегчает процесс пемзообразования. Пехштейны, изученные Коцу, содержали около 8% воды и образовывали пемзы уже при 700°. Obsидианы с содержанием воды около 0.5% образуют пемзу, как показал тот же Коцу, при 900°. Кавказские же обсиди-

дианы содержат приблизительно вдвое меньшее количество летучих, и температуры пемзообразования для них доходят до 1200° . Возможно, что какую-то роль в этом процессе играет и количество окисла титана. Так, обсидиан № 4, содержащий его вдвое меньше, чем все остальные, образовывал пемзу при самой низкой температуре. Обсидианы, анализированные Коцу, содержали еще меньше TiO_2 , — в большинстве случаев только следы. Однако небольшое количество наблюдений пока не позволяет сделать какое-нибудь определенное заключение относительно влияния количества TiO_2 на процесс пемзообразования.

Вязкость кавказских обсидианов в измеренном интервале температур сравнительно невелика; она доходит до 10^{11} пуазов. Пемзообразование происходит при вязкостях порядка 10^9 пуазов. Для обсидианов № 3 и 6, 5 и 7, попарно, имеющих близкие температуры пемзообразования, кривые температурной зависимости вязкости имеют одинаковый ход, и самые величины вязкости их очень близки. Любопытно, что наклон кривых $\log \eta - t^{\circ}$ для ряда силикатных стекол определяется, повидимому, главным образом содержанием SiO_2 . Как было уже указано, обсидианы № 3 и 6, содержащие всего около 9% $Na_2O + K_2O$, имеют почти такой же наклон, как силикатное стекло из системы $Na_2O - SiO_2$, с содержанием Na_2O почти в 30%. Вместе с тем самые величины вязкости сильно понижаются от присутствия в стекле других компонентов. Если считать, что исследованные обсидианы и кварцевое стекло в измеренных интервалах температур находятся приблизительно в соответственных состояниях, то вязкость кварцевого стекла, примерно, раз в 10 больше вязкости обсидианов. Таким образом, величина вязкости в ряде стекол, содержащих большие количества SiO_2 , чистом кварцевом стекле, стеклах из системы $Na_2O - SiO_2$ и естественном обсидиановом стекле зависит, в первую очередь, от содержания SiO_2 и в большой мере от содержания других компонентов. Ход же температурной зависимости вязкости (наклон кривых $\log \eta - t^{\circ}$) для этих стекол меняется очень мало. Можно думать, что эта особенность стоит в связи с неизменностью структуры силикатной связи из SiO_2 тетраэдров во всех стеклах, содержащих достаточно большое количество SiO_2 .

SUMMARY

The temperature of pumice-formation was determined for some Caucasian obsidians and the refraction and viscosity indices were gauged within the range of temperatures from 800° to that of pumice-formation. The value of viscosity under temperatures of pumice-formation change from $10^{8.5}$ to $10^{9.5}$ poises. The slope of curves expressing the temperature dependency of viscosity logarithm is nearly constant and approaches the slope of the corresponding curves for the required glasses ($Na_2O - SiO_2$) with a large content of SiO_2 .

ЛИТЕРАТУРА

- Волярович М. П. и Леонтьева А. А. Журн. физ.-хим., 1936, 8, 335.
Волярович М. П. и Леонтьева А. А. Исследование вязкости обсидианов. Докл. Акад. Наук СССР, 1937, XVII, № 8, 419.
Abich H. Pogg. Ann., 1840, 50, 341.
Brun A. Recherches sur l'exhalaison volcanique. Genève, 1911.
Endell K. Cbl. Min., 1915, 69.
Heidtkamp G. und Endell K. Glastechn. Ber., 1936, 14, 89.
Lillie. J. Am. Cer. Soc., 1933, 16, 619.
Kožu S. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univers., 1929, 3, № 3.
Taylor and Dear. J. Am. Cer. Soc., 1937, 20, 296.

Редактор П. М. Замятин

Технический редактор В. М. Юрова

Корректор Х. М. Копман

Сдано в набор 19/VI 1938 г. Подписано к печати 9/XI 1938 г. Формат $70 \times 108 \frac{1}{16}$. Объем $2 \frac{1}{2}$ п.л., уч.-авт. л. 3,86. В 1 п.л. 61300 печ. зн. Тираж 750 экз. Уполн. Главлита № Б-46159. РИСО № 793. АНИ № 1093. Заказ № 2727.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфгиз». Москва, Валовая, 28.

О П Е Ч А Т К И

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
9	В табл. 4, графе «Магматич. формула по Ф. Ю. Левинсон- Лессингу» — 1-я сверху	2.2 SiO ₂	3.2 SiO ₂
10	В табл. 6 — сумма в 1-й графе (обр. 33)	44.92	39.92
10	В табл. 6 — сумма в последней графе (обр. 72)	12.49	12.58

Труды инст-та геол. наук, вып. V

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

- Савельев, И. И.** Геолого-геохимические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол (Ломоносовский институт), 1937. 72 стр. 14 фиг. 1 вкл. Ц. 2 р. 50 к.
- Сборник** геологических работ. Под редакцией Б. М. Куплетского (Кольская база имени С. М. Кирова. Труды, вып. 4). 1937. 126 стр. с рис. и вкл. Ц. 5 р. 50 к.
- Славянов, Н. Н.,** Грюше, П. А., Машковцев, С. Ф., Карстенс, Э. Э., Сарычева, Т. Г., Лидин, Г. Д., Макаренко, Ф. А. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. 1938. 279 стр. Ц. в пер. 13 р. 75 к.
- Сумгин, М. И.** Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. 2-е дополн. издание. 1937. 380 стр. Ц. в пер. 14 руб.
- Труды** Второго совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 7—10 мая 1935 г. (Геологическая группа и Петрографический институт им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). 1937. 311 стр. Ц. в пер. 12 р.
- Труды** Геологического института. Том VII. 1938. 346 стр. 17 вклеек. Ц. 16 р.
- Труды** Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Том V. 1937. 184 стр. 89 фиг. Ц. 6 р.
- Труды** Комитета по вечной мерзлоте. Том VI. 1938. 212 стр. Ц. 10 р.
- Труды** Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. I. 1937. 171 стр. 3 вкл. Ц. 9 р. 50 к.
- Труды** Ломоносовского института геохимии, кристаллографии и минералогии. Вып. X. Минералогическая серия. 1937. 232 стр. Ц. 11 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 10. 1937. 196 стр. 39 фиг. Ц. 9 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 11. 1937. 156 стр. 61 фиг. Ц. 7 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 12. 1938. 234 стр. Ц. 12 р.
- Труды** Петрографического института. Вып. 13. 1938. 274 стр. Ц. 16 р.
- Хромиты** СССР. Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехитина. I. (Ломоносовский институт). 1937. 388 стр. 148 фиг.+3 вкл. Ц. в пер. 17 р. 50 к.
- Шифрин, С. Э.,** Гедева, Р. В., Гуляева, А. В., Копелиович, А. В., Эйгелес, М. А., Такоб — месторождение плавикового шпата. Таджикско-Памирская экспедиция. Всесоюзный н.-и. институт минерального сырья. Труды Т. II. Э. Вып. 75. Серия ведущих месторождений. 1937. 400 стр. 3 карты. Ц. 22 р.

ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯТЬ:

Конторе по распространению изданий „Академкнига“ — Москва, Больш. Черкасский пер., д. № 2.

ФИЛИАЛАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Ленинград 104, проспект Володарского, 53-а.
 Киев, ул. Свердлова, 15.
 Харьков 3, ул. Свободной Академии, 13.
 Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, № 28.
 Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.
 Минск, Советская, 57.

ПОДПИСНЫМ ПУНКТАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Новосибирск, Центр. почтамт, БОСК 47.
 Свердловск, ул. Малышева, 31/8.
 Горький, п/я № 46.
 Саратов, Советская, 3, кв. 18.
 Воронеж, ул. Таранченко, 34, кв. 26.
 Тбилиси, ул. Барнова, 22.
 Ташкент, Главный почтамт, п/я № 128.

Заказы принимаются также доверенными, снабженными удостоверениями Конторы „Академкнига“.