

Н. Я. ВОЛЯНЮК

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА
МУХОР-ТАЛЫ
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ
ШАРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

551.21

Н. Я. ВОЛЯНЮК

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА
МУХОР-ТАЛЫ
И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ
ШАРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

(К ВОПРОСУ ЛИКВАЦИИ
В КИСЛЫХ ЛАВАХ)

312



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1972

Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования (к вопросу ликвации в кислых лавах). Волянюк Н. Я. Изд-во «Наука».

Обобщен большой фактический материал по геологии, петрографии и экспериментальным методам исследования вулканических стекол Западного Забайкалья (Мухорталинская группа месторождений).

Вулканические стекла связаны с экструзивным куполом пород, близких по составу к комендитам. Стекла содержат свыше 4% воды. Установлено, что гидратация кислых вулканических стекол является низкотемпературным процессом (ниже 300°С), приводящим стекла в стабильное, квазикристаллическое состояние, сохраняющееся в течение десятков и сотен миллионов лет. Опытным путем найдена величина относительного линейного сжатия стекла при его дегидратации, оказавшаяся численно равной (на единицу выделившейся H₂O) изменению показателя преломления. В процессе гидратации состав стекла не изменяется. Доказывается, что сферолитовые образования Мухор-Талы связаны с кристаллизацией сильно переохлажденного кислого расплава. При этом происходило перераспределение щелочей: обогащение агрегатов (относительно вмещающей массы) натрием. Наложенные процессы вызывают изменение соотношения между щелочами как в самой вмещающей массе, так и в сферолитах, а также могут сопровождаться образованием самих сферолитов. Так как лавы имеют кислый состав, близкий к гранитной эвтектике (вязкость $5 \cdot 10^5 - 10^{11}$ пуаз), то образование сферолитов нельзя связывать с процессом ликвации.

Таблиц 27. Библ. 478 назв. Илл. 26.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геол.-мин. наук

И. В. БЕЛОВ



ВВЕДЕНИЕ

В связи с запросом промышленности на перлитовое сырье в 1957 г. были начаты петрографические исследования вулканических пород Мухор-Талы (Западное Забайкалье). Исходными данными в выборе этого района послужили сведения А. А. Арсеньева (Арсеньев, Нечаева, 1951) о наличии здесь кислых вулканических стекол.

Предлагаемая работа является частью исследований, завершенных автором в 1966 г. и охвативших все известные разновидности вулканических пород района. При этом главное внимание было уделено петрографии пород, среди которых, как оказалось, преобладают трахиты. В числе последних были обнаружены крупные тела (купола) тридимитсодержащих трахитов. Насколько известно, купола этих пород до настоящего времени отмечены лишь среди вулканических образований не древнее третичного возраста. Известно, насколько трудно изучение древних вулканических образований, поэтому вопросам геологии было уделено большое внимание при полевых исследованиях. Это позволило расшифровать основные черты сложной картины взаимоотношений пород. В результате в данном районе обнаружилось широкое развитие экструзивных куполов, ранее здесь неизвестных. Среди измененных брекчированных пород были найдены вторичные кварциты, характерные для вулканических районов. Этот тип измененных вулканических пород обнаружен в Прибайкалье впервые. Естественно, не все вопросы геологии района удалось разрешить с необходимой степенью достоверности. Здесь возможности во многом определялись наличием коренных обнажений пород. Иногда приходилось использовать только петрографические данные.

Опубликование работы В. В. Наседкина (1963) по кислым водосодержащим вулканическим стеклам — значительный шаг в изучении этих весьма своеобразных пород. Однако ряд вопросов, главным образом генезиса вулканических стекол, требует дальнейшего освещения. Особенно эта необходимость назрела в связи с изучением шаровых образований в кислых лавах. Последние заслуживают особого внимания прежде всего потому, что за последние годы, начиная с выхода работы И. М. Волови-

ковой (1955), вновь делаются попытки привлечь ликвационную гипотезу для объяснения генезиса некоторых шаровых образований в лавах. Эта гипотеза применительно к кислым лавам в конце 20-х годов подверглась хорошо аргументированной критике, основанной на материалах полевых, лабораторных и экспериментальных исследований. Необходимо подчеркнуть, что доводы, выдвинутые в то время Д. Грейгом (Greig, 1928) против ликвационной природы шаровых образований в кислых лавах, сохраняют свое значение до настоящего времени.

При попытке разрешить названную проблему автор основывается главным образом на результатах полевых и лабораторных исследований горных пород, привлекая также сравнительные данные из литературных источников по кислым лавам различных вулканических районов мира.

Настоящая работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук И. В. Белова; автор получил также ценные советы кандидатов геолого-минералогических наук Г. Д. Феоктистова и А. А. Конева, за которые и выражает свою глубокую признательность.

Автор выражает благодарность коллективу Иркутской библиотеки СО АН СССР и сотрудникам межбиблиотечного отдела Библиотеки АН СССР за большую помощь в получении необходимой литературы.

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ

Район Мухорталинской группы месторождений кислых вулканических стекол расположен на юго-западных отрогах Худунского хребта (Западное Забайкалье), в бассейне р. Ильки, левом притоке р. Уды (фиг. 1).

Характер рельефа в районе исследований типично забайкальский: относительные превышения обычно достигают 200—300 м, склоны гор пологие, скальные обнажения и осыпи редки.

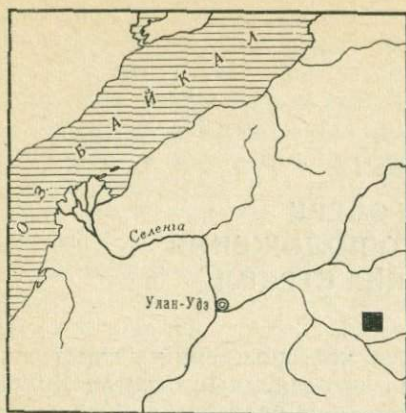
К настоящему времени вопросам геологии Западного Забайкалья посвящена обширная литература с достаточно полными обзорами истории геологических исследований (Обручев, 1929; Павловский, 1948; Флоренсов, 1960; Нагибина, 1951, 1963; Белов, 1963). Поэтому мы кратко остановимся лишь на работах, имеющих отношение к вопросам петрографии вулканических пород в пределах мухорталинского эффузивного поля.

Первое описание геологии и орографии западной части Худунского хребта было дано В. А. Обручевым (работы 1895—1898 гг.) при региональных исследованиях в связи с постройкой железной дороги.

Небольшое пятно осадочно-эффузивных пород, к западной части которого приурочены выходы кислых вулканических стекол, было закартировано при геологической съемке в 1 : 1 000 000 масштабе северо-восточной части Селенгинской Даурии, под руководством А. А. Арсеньева. Осадочно-эффузивные породы означенной территории были отнесены к мезозойскому возрасту.

На карте распространения континентальных мезо-кайнозойских отложений Забайкалья, составленной М. С. Нагибиной (1951), западная часть Мухорталинского эффузивного поля занята породами Тургинской свиты (верхний мезозой), которые налегают на эффузивно-осадочные отложения верхнепалеозойского — нижнемезозойского возрастов. Здесь отсутствуют многие из пород, характерные для Тургинской свиты: песчаники, аргиллиты и угли, а пирокласты имеют подчиненное значение.

При почти полном отсутствии кластических осадочных пород и незначительной доле обломочного материала в составе туфов, эффузивные образования западной части Мухорталинского поля



Фиг. 1. Местоположение района месторождений вулканических стекол Мухортальинской группы

по составу пород ближе всего к породам нижней части верхне-мезозойской вулканогенно-осадочной свиты, выделенной Ю. А. Комаровым в бассейне р. Уды (Комаров, 1960).

А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1951) дали краткую петрографическую характеристику отдельных членов разреза осадочно-эффузивных отложений района с. Мухор-Тала. Этот разрез является, по их данным, наиболее полным для осадочно-эффузивных образований Удинско-Хилокского междуречья.

Разрез осадочно-эффузивной толщи в окрестностях с. Мухор-Тала, по данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

Толща базальных конгломератов с плохо окатанными и отсортированными гальками, преимущественно гранитоидного состава около 20

Выше залегают серо-черные туффиты и желтовато-белые туфокогломераты с галькой подстилающих гранитов 8—10

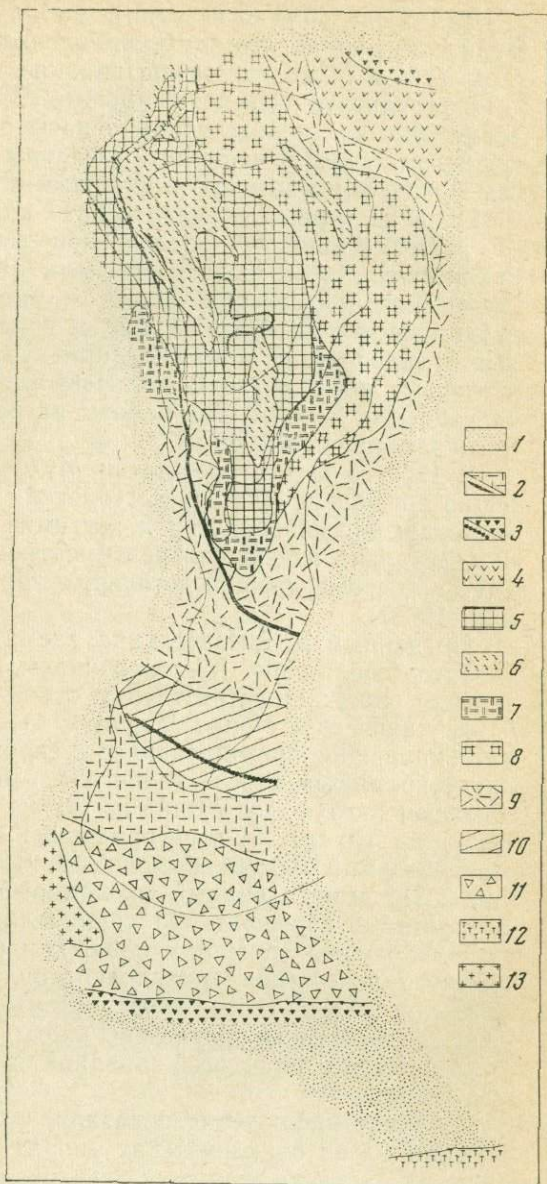
Их перекрывают тонкослоистые светло-серые туфогенные песчаники и туффиты, переслаивающиеся с ортофирами и кварцевыми порфирами, пестрые туфы кварцевых порфиров и песчаники. В толще туфов залегают перлиты и бутыльно-зеленого цвета вулканические стекла около 250

Мезозойские осадочно-эффузивные образования налегают на биотитовые граниты, роговообманково-биотитовые сиениты и граносиениты домезозойского возраста

В связи с запросом на перлитовое сырье в лаборатории петрографии Восточно-Сибирского геологического института СО АН СССР в 1957 г. были начаты работы по изучению эффузивных пород западной части Мухортальинской впадины (Волянюк, 1958; Белов, 1960, 1963). Эффузивы в бассейне р. Уды изучались И. В. Беловым начиная с 1954 г. в связи с проведением геологопетрографических работ по исследованию кайнозойской трахибазальтовой формации Прибайкалья (Белов, 1963).

Фиг. 2. Схематическая геолого-петрографическая карта месторождения вулканических стекол, участок «Утес» (собственно Мухорталинский)

1 — современные и четвертичные рыхлые отложения; 2 — аноклазовые трахиты; 3 — базальтовые трахидолериты; 4 — трахиандезитовые базальты; 5 — вулканические стекла (перлиты); 6 — фельзиты; 7 — частично измененные вулканические стекла с автобрекчиевой текстурой; 8 — сильно цеолитизированные и монтмориллонитизированные вулканические стекла с реликтовой брекчиевой текстурой; 9 — зона полностью измененных брекчированных вулканических стекол; 10 — пепловые туфы; 11 — брекчии трахитов; 12 — туфы (туфолавы) трахитов; 13 — граниты (составили И. В. Белов и Н. Я. Волянюк, 1963)



Для проведения разведочных работ на вулканические стекла Бурятскому геологическому управлению был рекомендован участок Утес в Мухорталинской впадине.

В результате разведочных работ 1958—1959 гг. на месторождении Утес были подсчитаны запасы вулканических стекол, а также выявлены и частично разведаны новые участки, по запасам представляющие промышленный интерес.

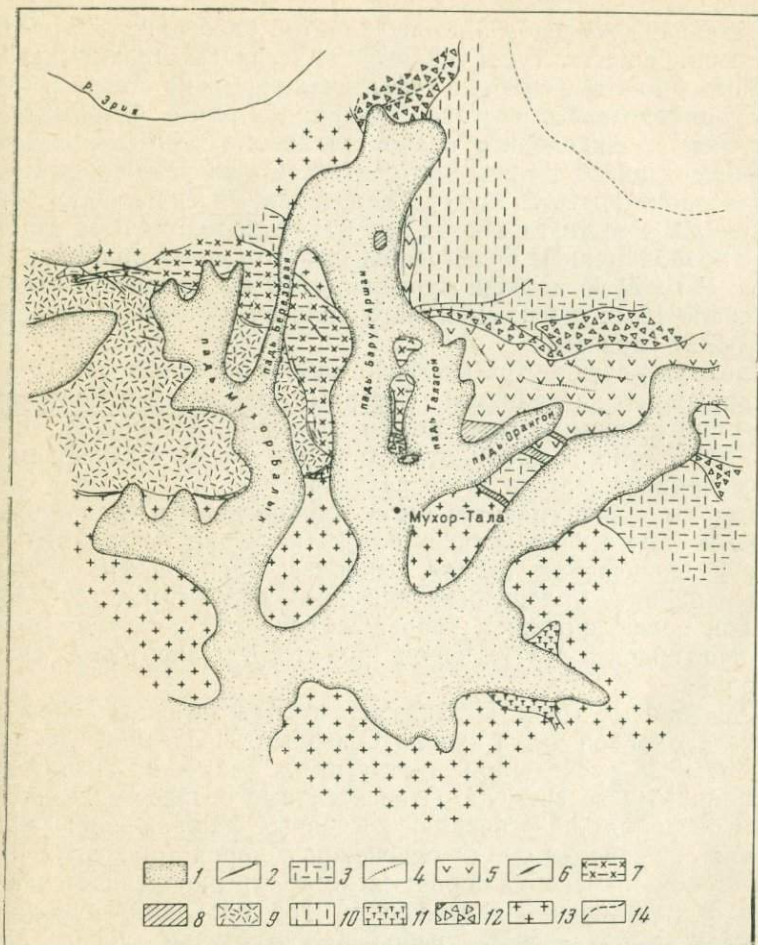
Одна из первых схематических карт крупного масштаба (1 : 75 000) района Мухорталинской группы месторождений вулканических стекол была составлена геологами Бурятского геологического управления. На этой карте выделены следующие вулканические породы: базальты, перлиты, раскристаллизованные вулканические стекла, липариты, кварцевые порфиры и андезитовые порфириты. В дальнейшем здесь были продолжены разведочные и поисковые работы на перлитовое сырье, которые были завершены в 1968 г.

В 1959 г. на месторождении Мухор-Тала проводил исследования сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР В. В. Наседкин, детально изучивший взаимоотношения пород на участке Утес и впервые давший детальную карту этого участка (Наседкин, 1963).

По данным В. В. Наседкина, схема разреза толщи на участке Утес (собственно Мухорталинском) имеет следующий вид (сверху вниз): 1) четвертичные отложения; 2) сиенит-порфир; 3) вулканическое стекло (перлит); 4) фельзит; 5) монтмориллонитизированное брекчированное стекло; 6) порода, состоящая из алюмокремнеземистого гидрогеля, монтмориллоноидов и цеолитов; 7) апотуф, состоящий из тех же образований, что и в предыдущем случае; 8) фарфоровидный силицифицированный тонкообломочный туф; 9) брекчированный ортофир; 10) туф ортофира; 11) амигдалоидный андезитовый порфирит; 12) андезитобазальтовый порфирит; 13) крупнокластический туф порфирита.

Наибольшие трудности обнаружились при определении возрастного положения трахидолеритов, трахиандезитов и туфов трахитов. При составлении схемы разреза участка Утес (рис. 2) нами были привлечены наряду с другими данные о взаимоотношениях пород всей западной части эффузивного поля Мухор-Талы.

Полевые наблюдения показали, что в районе исследований главная масса вулканических пород представлена куполами (фиг. 3). Наличие взаимных переходов между купольной, дайковой и потоковой формами залегания пород в ряде случаев порождало значительные трудности в однозначном решении вопроса о принадлежности тела к той или иной форме. Здесь особенно сказывалась плохая обнаженность пород; в несколько выгодном положении оказался участок Утес с хорошими скальными обнажениями.



Фиг. 3. Геолого-петрографическая схема размещения вулканических пород в районе месторождения вулканических стекол Мухорталинской группы

1 — современные и четвертичные рыхлые отложения; 2 — дайки анортотлазовых трахитов; 3 — анортотлазовые трахиты; 4 — дайки базальтовых трахидолеритов; 5 — трахнандезитовые базальты; 6 — дайки андезинсодержащих трахитов; 7 — породы комендитового состава (фельзиты, вулканические стекла и продукты их изменения); 8 — пепловые туфы; 9 — тридимитовые (кристобалитовые) трахиты (купол Западный); 10 — трахиты купола Северный; 11 — туфы (туфолавы) трахитов; 12 — крупные выходы брекчий трахитов; 13 — граниты; 14 — зона интенсивно измененных брекчий, вторичные кварциты (составил Н. Я. Волянюк, 1963)

Детальное исследование вулканитов позволило выделить следующие породы: туфы трахитов, андезиновые трахиты, тридимитовые трахиты, пепловые туфы, вулканические стекла и фельзиты комендитового состава, трахиандезитовые базальты, базальтовые трахидолериты и анортоклазовые трахиты, а также другие, связанные с ними разновидности. На линии северо-восточная оконечность с. Мухор-Тала — правый склон пади Оронгой, ближе к ее дну, имеются выходы грубообломочных отложений с преобладанием в составе слегка окатанных обломков гранитов. У села, по данным бурения (1959 г.), мощность отложений около 15 м; цементация материала очень слабая; основанием служат граниты.

Трахиты слагают три морфологически обособленных купола, описанных под названиями: Северный, Западный и Восточный; четвертый крупный купол сложен породами, которые И. В. Белов (1963) отнес к комендитам (см. рис. 3). В дальнейшем мы будем придерживаться этого названия.

Выходы туфов трахитов были обнаружены в трех точках, причем в двух из них остатки потока налегают на граниты. Порода пепельно-серая, темная, наиболее характерный признак туфа — наличие уплощенных линзочек типа фьямме, субпараллельной ориентировки; в породе встречаются мелкие обломки гранитоидов и других пород, присутствует анортоклаз свежего облика.

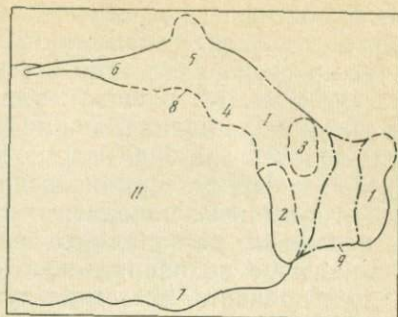
Андезиновые трахиты занимают господствующее положение на исследованной части купола Северный. Последний несомненно образован несколькими экструзиями, возможно значительно разорванными во времени. Относительный возраст андезиновых трахитов принят на основании косвенных соображений: значительная и равномерная (в сравнении с породами других куполов) степень изменения пород; сложное строение, свидетельствующее о значительной длительности формирования купола; в пределах купола имеются небольшие экструзии пород очень свежего облика. Трахиты, развитые в юго-восточной части купола, наиболее близки к трахитовым туфам или туфолавам. Возможно, отсюда происходило излияние, выброс в южном направлении этих лав. Весьма вероятно, что купол Северный служил центром, на который наращивались другие экструзивные тела.

В результате изучения купола была выявлена широкая полоса брекчий и, возможно, туфов, интенсивно измененных, вплоть до вторичных кварцитов, в которых обнаружены пирит, сера, залунит, турмалин, сванбергит и другие минералы. Подобного типа вторичные кварциты в Западном Забайкалье ранее не описывались.

Наибольшей симметрией обладает купол Западный. Трахиты этого купола относительно однородны по составу и структуре; одной из характерных черт их минерального состава является

Фиг. 4. Схема расположения некоторых участков в районе Мухорталинского месторождения

I — купол пород комендитового состава; II — купол «Западный», тридимитовые (кристобалитовые) трахиты; 1 — «Утес», собственно Мухорталинский участок; 2 — Мухорбулькский; 3 — Барунаршанский; 4 — Аршанский 1-й; 5 — Аршанский 2-й; 6 — Цаганхунтейский; 7 — Кундунский; 8 — предполагаемое положение границ купола под делювиальными отложениями; 9 — предполагаемая часть купола, к настоящему времени почти полностью уничтоженная эрозией



присутствие в основной массе породы 2—3% тридимита — минерала необычного для эффузивных пород старше кайнозойского возраста; по этому минералу трахиты были названы тридимитовыми. Южный контакт с гранитами крутой, 60—80°, падает в сторону купола. Северо-западная часть купола, возможно, является самостоятельной экструзией. Она сложена породой, которая по структуре резко отличается от пород остальной части купола. Значительная часть пород купола, вероятно, смыта эрозией, поэтому не случайно почти полное отсутствие здесь разновидностей, содержащих стекло. Последнее наблюдается лишь в контактовой зоне; структура пород однообразна. Есть основание предполагать, что купол был образован в кальдере, которая существовала ко времени экструзии комендитов. Подковообразная форма купола комендитов обусловлена главным образом особенностями размещения его в пределах кальдеры. В этой связи представляет интерес наличие на участке Аршан 2 (фиг. 4) сильно пористой разновидности тридимитовых трахитов в контакте с породами купола комендитов.

На севере и востоке тридимитовые трахиты контактируют с комендитовыми породами, главным образом фельзитами; с куполом комендитов связана главная масса стекловатых пород и вулканических стекол. Последние по содержанию воды (4—6%) относятся к типичным перлитам. Выше уже были отмечены некоторые характерные черты строения этого купола. Кроме химического состава комендитовые породы резко отличаются от трахитов соседних куполов относительно плохой раскристаллизованностью и многообразием структурных и текстурных разновидностей. Размещение участков с крупными выходами вулканических стекол показано на фиг. 4.

Участок Утес, по нашему мнению, является краевой частью купола комендитовых пород. От основного тела он почти или полностью отрезан падью Барун-Аршан. Основанием для такого заключения послужили, с одной стороны, общие черты строе-

ния купола и петрографические особенности слагающих его пород, а с другой — взаимоотношения между различными структурными разновидностями комендитовых пород, выявленные на участке Утес. На площади всего участка, исключая небольшие дайковые образования, нижняя часть разреза комендитовых пород представлена брекчией, которая по генезису относится к типу купольных, по терминологии В. П. Петрова (1961). В крупных относительно монолитных телах вулканических стекол породы наклонены на запад под небольшим углом, в среднем $5-15^\circ$ (установлено по направлению флюидалных полос). К этому следует добавить, что среди вулканических стекол в значительном количестве присутствуют изолированные тела фельзитов, достигающие в поперечнике свыше 1 м. Очертания тел округлые, что, весьма вероятно, явилось следствием их вращательного движения в вязком потоке.

Среди комендитовых пород наблюдаются следующие дайковые образования: андезиновые трахиты, достаточно резко обособляющиеся от других жильных пород химическим и минеральным составом; трахидолериты и анортотоклазовые трахиты.

Вулканические породы основного состава, трахибазальты, трахиандезитовые базальты и базальтовые трахидолериты, по И. В. Белову (Белов, 1963), значительно уступают по объему трахитам.

Наиболее сложен вопрос о возрасте базальтоидных пород. Древние трахибазальты (древнее светло-серых пепловых туфов) достоверно не установлены. Ксенолиты стекловатой основной породы с очень свежим плагиоклазом (№ 50—55) были обнаружены в комендитовых стеклах на участке Утес. На этом основании трахиандезитовые базальты и трахидолериты были отнесены к более древним образованиям. Кроме того, трахиандезитовые базальты и базальтовые трахидолериты морфологически располагаются ниже других пород, причем некоторые служат им кровлей. Однако изучение контактовых зон показало, что между этими породами существуют более сложные взаимоотношения.

На восточном склоне возвышенности Утес, где кровлей трахиандезитовых базальтов служит купольная брекчия комендитов, был вскрыт контакт, оказавшийся горячим для базальтоидной породы. Последняя в эндоконтактной зоне мощностью 10—20 см представлена плотным зеленовато-черным стеклом с вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Стекло свежее, без каких-либо признаков окисления. Вне контакта порода раскристаллизована и несколько пузыриста, оливин замещен бесцветным (в шлифе) чешуйчатым серпентином. Нижняя граница распространения трахиандезитовых базальтов проходит по контакту со светло-серыми пепловыми туфами; последние наблюдаются также в виде ксенолитов в трахиандезитовом базальте.

Обращает на себя внимание тесная пространственная и, вероятно, генетическая связь трахиандезитов с трахидолеритами. На участке Утес последние обнажаются на северо-восточной, южной и юго-западной частях; здесь же на склоне возвышенности среди жильных пепловых туфов имеется выход маломощной (1—2 м) дайки трахидолеритов. Расположение обнажений у южной подошвы возвышенности Утес свидетельствует о том, что тело трахидолеритов имеет уплощенную, возможно, пластообразную форму, причем его кровля полого падает на северо-северо-запад. Подобное залегание, естественно, наводит прежде всего на мысль о покровной форме залегания тела трахидолеритов и соответствующем размещении его в нижней части разреза. Однако существуют и факты, которые в какой-то степени противоречат этим выводам: 1) в кровле указанного тела трахидолеритов присутствуют закаленные эндоконтакты; 2) в породе кристаллы совершенно свежего биотита без каких-либо следов опацизации; 3) среди пепловых туфов выше данного тела трахидолеритов залегают дайки, по структуре и составу аналогичные породе нижнего тела трахидолеритов. Характерно, что среди трахидолеритов вообще отсутствуют пузыристые разновидности, которые, как известно, весьма характерны для верхних и приподошвенных частей потоков базальтоидных пород. На участке Аршан 2 дайки трахидолеритов прорывают фельзиты и вулканические стекла.

Маломощные дайки андезиновых трахитов обнажаются на участке Мухор-Булык. Эта порода имеет темную окраску и поэтому макроскопически напоминает тонкозернистую разновидность трахидолерита.

Взаимоотношения даек с другими жильными породами не наблюдались. Аналогичная дайковая порода обнаружена вблизи юго-восточного контакта купола Западный среди тридимитовых трахитов. Условно дайки андезиновых трахитов были отнесены к наиболее ранним жильным образованиям, секущим комендитовые породы, и, по-видимому, они генетически тесно связаны с последними.

Анортоклазовые трахиты внешне резко выделяются светлой окраской и наличием вкрапленников свежего анортоклаза (5—15%, иногда до 25—35%). Небольшие тела, преимущественно дайки, широко распространены в районе исследований. Контактные зоны куполов нередко с брекчированными породами оказались наиболее благоприятными путями для внедрения трахитового расплава. Вместе с тем иногда дайки анортоклазовых трахитов далеко врезаются в купола или выходят за пределы контактовых зон, располагаясь вне куполов. Например, на участке Утес южная часть дайки следует не вдоль контакта купола, а круто поворачивает на восток. Имеются и другие примеры. Это несколько затрудняло проведение границы куполов при картировании.

Крупное тело анортоклазовых трахитов (купол Восточный) разделено зоной измененных брекчий на две неравные по размеру части. Юго-западная, большая по площади, сложена пористой, заметно флюидалной породой; другая — представлена трахитами с содержанием вкрапленников анортоклаза до 20—35%. В 2,5 км к северо-западу от купола Восточный имеется купол Северный, переходящий в западном направлении в дайку. В анортоклазовых трахитах (в контактовой зоне) наблюдаются ксенолиты андезитов и трахиандезитовых базальтов.

К востоку от купола Северный обнаружено экструзивное тело, представленное трахитом; последний в значительной степени состоит из плагиоклаза, присутствуют вкрапленники авгита, в основной массе щелочной полевои шпат, плагиоклаз и в небольшом (до 3—5%) количестве тридимит. Эта порода детально не изучалась, а точное местоположение купола не установлено.

Макроскопически афировая разновидность анортоклазовых трахитов образует небольшое тело, расположенное между северным контактом купола комендитов и гранитами. Здесь же были найдены обломки трахита с вкрапленниками зеленого амфибола. Трахит имеет свежий облик, содержит вкрапленники плагиоклаза, основная масса мелкозернистая. На исследованной площади аналогичной амфиболсодержащей породы больше встречено не было.

Анортоклазовые трахиты относятся к наиболее молодым вулканическим породам из группы трахитов. Достоверно установлены взаимоотношения между тридимитовыми трахитами и фельзитами и стеклами купола комендитов, которые секутся дайками анортоклазовых трахитов.

Тонкообломочные пирокластические образования представлены светло-серыми пепловыми туфами. В ряде мест видимая мощность толщи туфов достигает свыше десяти метров. В основании туфов наблюдались следующие породы: брекчии тридимитовых трахитов (возвышенность Утес), граниты (левый склон пади Оронгой) и рыхлые грубообломочные отложения с преобладанием обломков гранитов (дно пади Оронгой). Отмеченные выходы туфов, как и отдельно расположенный выход в верхней половине пади Барун-Аршан, гипсометрически находятся на одном уровне. Небольшое тело аналогичных по облику туфов обнаружено в 1,5 км на юго-восток от возвышенной части этого участка; этот выход расположен примерно на 300 м выше предыдущих. В правом борту пади Оронгой наблюдается наиболее полный разрез пепловых туфов.

На северо-восток от вершины горы Манзарнина, в 1,5 км, имеются небольшие выходы светлых зеленовато-серых туфобрекчий, подстилаемых гранитами. Грубообломочная часть этой породы состоит из тонкозернистого значительно измененного стекловатого материала. Аналогичные по облику породы наблю-

дались в нескольких точках обычно совместно с высыпками пепловых туфов. Характер взаимоотношений между этими породами неясен; возможно, туфобрекчии залегают выше пепловых туфов. Последние, как это твердо установлено, в верхней части толщи (правый склон пади Оронгой) сменяются отложениями жаммито-псефитового характера.

Ряд признаков пеплового туфа — наличие в его составе в виде тонких прослоек примеси обломочного материала, тонкослоистая текстура, находки остатков пресноводных водорослей — свидетельствуют о накоплении пеплового материала в бассейне озерного типа.

Большая амплитуда превышений отдельных точек гранитного основания вулканических пород указывает на значительную расчлененность древнего рельефа, не меньшую, чем современная.

На участке Утес первичная ориентировка пород оказалась зафиксированной параллельно-слоистыми отложениями кремнезема в пустотах. Наблюдения показали, что современное положение этих образований практически горизонтальное.

О геологическом возрасте вулканических пород небольшого Мухорталинского поля, расположенного особняком среди массивов гранитоидов, можно судить в основном по данным о возрасте пород из соседних районов.

312 По А. А. Арсеньеву и Е. А. Нечаевой (1951), вулканические породы Мухор-Талы относятся к верхнеюрскому-нижнемеловому возрасту. М. Е. Вахрушева и В. И. Турунхаев (1964) склонны отнести вулканические стекла Мухор-Талы к верхам цаганхунтейской свиты, основываясь на аналогиях между эффузивными породами Мухор-Талы и Тугнуйской впадины. В последней перлитсодержащие образования перекрыты среднеюрской эффузивно-осадочной свитой. В определении нижней возрастной границы нельзя не учитывать новые данные о широком развитии в Западном Забайкалье эффузивных пород среднеюрского возраста (Комаров и др., 1965) и, что особенно важно, о повышенной щелочности этих пород, образующих эффузивный ряд трахибазальт — комендит. Последняя особенность резко отличает среднеюрские вулканические образования от более древних эффузивов.

Возраст биотита из трахитового стекла (купол тридимитовых трахитов), по данным определения калий-аргоновым методом, соответствует верхнему мелу; возраст анортоклаза из трахита (купол Восточный) определен как среднеюрский.

Изучение геологии сплошного поля вулканических пород при далеко зашедшей денудации и плохой обнаженности представляет исключительные трудности. По мнению автора, проделанная к настоящему времени работа в решении геологических вопросов является лишь первым этапом на пути изучения древнего вулканизма района.

Как было отмечено выше, настоящая работа посвящена изучению эффузивных пород. Поэтому здесь мы ограничимся лишь краткой характеристикой гранитоидов и других интрузивных пород, подстилающих эффузивы.

Биотитовые граниты розово-серого цвета, лежащие в основной толще эффузивных пород, по составу относятся к нормальному ряду. Они состоят из кварца, низкотемпературных полевых шпатов микроклина, $2V = -75-88^\circ$, альбита № 8—15, $2V = 83-87^\circ$) и аксессуарных минералов: рудного сфена, апатита и циркона.

Отмеченные А. А. Арсеньевым (1951) сиениты развиты к востоку от изученного района. Здесь к этим породам по составу ближе всего стоят серые граниты, встреченные в верховьях кл. Барун-Аршан. Для гранита характерно пониженное содержание кварца, менее 10%. Полевые шпаты сильно пелитизированы и сосюритизированы; плагиоклаз по замерам углов погасания в сечениях $\perp Q10$ альбит—альбит-олигоклаз № 10—15, $2V = 80-85^\circ$.

Среди гипабиссальных жильных пород, секущих граниты, преобладают кварцевые роговообманково-биотитовые породы. Характерно субмеридиональное простирание даек.

Состав и структура этих пород сильно варьируют. Для них характерен свежий облик и резкая зональность плагиоклазов — признаки малой глубины формирования пород; основные ядра зерен плагиоклаза сильно серицитизированы. Из других жильных пород здесь встречены сиенит-порфиры, гранит-порфиры, аплит-порфиры и грорудиты. Выход последних наблюдался в вершине кл. Барун-Аршан, рядом с обнажением кварцевых диоритов примерно в 100 м от контакта массива бедных кварцем серых гранитов.

Кварцевые диориты имеют зеленовато-серую окраску, сложены следующими минералами: резко зональными плагиоклазами, внешние зоны которых представлены часто альбит-олигоклазом № 10—20, $2V = 82-86^\circ$, а состав ядер при этом поднимается до битовнита, $2V = 73-76^\circ$. Содержание кварца редко достигает 15%. Роговая обманка имеет $c:Ng = 14-17^\circ$, $2V = -70-73^\circ$, $Ng - Np = 0,023$, плеохроирует от сине-зеленого до желто-зеленого, часто ассоциирует с бурым биотитом и магнетитом. В небольшом количестве присутствует вторичный хлорит, аксессуарные минералы: апатит, сфен и рутил. Для мелкозернистых разновидностей кварцевых диоритов обычна призматически-зернистая структура, характерная для малхитов; среднезернистые разновидности по структуре приближаются к типичным диоритам.

Розовые сиенит-порфиры с крупными выделениями щелочно-полевого шпата образуют скальные обнажения в двух километрах на северо-восток от горы Ташалан. Микроскопически основная масса породы имеет бостонитовую структуру, резко

выражена трахитоидность в расположении лейст микроклина. Порфиновые выделения микроклина, часто представленные карлсбадскими двойниками, пертитизированы. Микроклин вкрапленников и основной массы имеет $2V = -83-88^\circ$. Акцессорные минералы: кварц, рудный, биотит, мусковит, апатит и сфен.

Выходы гранит-порфиров и гранит-аплитов наблюдались в верхней части горы Манзарина, сложенной розово-серыми гранитами, к подошве которой с востока примыкает село Мухор-Тала. По составу эти породы аналогичны вмещающим их гранитам, отличаясь от последних главным образом структурами и несколько меньшим содержанием биотита.

Грорудит был встречен в виде небольшой дайки; порода мелкозернистая с крупными выделениями щелочного полевого шпата, у контакта — тонкозернистая; цвет породы зеленовато-серый.

В шлифах порода имеет свежий облик, структура основной массы полнокристаллическая, заметна трахитоидность. Она состоит из щелочных полевых шпатов — 50—60%, кварца — 25—35%, эгирина и щелочной роговой обманки около 10% и акцессорных (бесцветный клинопироксен, рудный, апатит, сфен и циркон).

Полевые шпаты порфировых выделений — микроклин-пертит, основной массы — альбит № 8—10, $2V = 75-78^\circ$. Зерна микроклин-пертита часто имеют оторочку нерешетчатого микроклина ($2V = -80-84^\circ$). Зерна кварца резко ксеноморфны, без следов деформирования. Эгирин образует порфиновые выделения и мелкие зерна в основной массе; он плеохроирует от сине-зеленого по Np до буровато-желтого по Ng , двупреломление его около 0,050, $c : Np$ 3—4°, $2V = 68-69^\circ$, характерна сильная дисперсия оптических осей; порфиновые выделения эгирина интенсивно замещены щелочным амфиболом и агрегатом желтоватого низкодвупреломляющего вещества и рудного минерала; амфибол плеохроирует от густого, почти непрозрачного, зеленовато-синего цвета по Np до зеленого по Ng и грязно-синего по Nm ; $c : Ng$ меньше 2° .

Тонкозернистая разновидность грорудита отличается от описанной выше разновидности главным образом структурой.

Налегание эффузивных пород на биотитовые граниты не вызывает сомнения, это хорошо видно в обнажениях.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

В исследованном районе подавляющая масса вулканических стекол связана с куполом комендитов, площадь которого около 7 км².

Для изучения были взяты в основном вулканические стекла из крупных тел и прежде всего участка Утес, наиболее хорошо обнаженного, а в настоящее время частично вскрытого карьером. В качестве сравнительного материала привлечены данные по вулканическим стеклам из отечественной и зарубежной литературы, а также экспериментальные данные.

В петрографической литературе имеется различное толкование терминов обсидиан, перлит, пехштейн, что, с одной стороны, в известной степени отражает трудности создания классификации изверженных горных пород, в которой достаточно полно и рационально были бы связаны между собой не только химический и минеральный составы, но и генезис пород. Кроме того, при классификации стекловатых пород фактически не может быть использован важнейший критерий, применяемый при классификации изверженных горных пород,— их минеральный состав.

Разделение вулканических стекол на обсидианы, перлиты и пехштейны касалось обычно кислых и средних пород, хотя это и не всегда оговаривалось авторами. Е. Коэн первый, как отмечает Левинсон-Лессинг (1937), предложил рассматривать термин обсидиан как чисто структурное понятие применительно к породам любого состава. Предложение Е. Коэна мало использовалось в петрографии, так как крупные тела достаточно свежих стекол преимущественно состоят из риолитов и трахитов. Несколько позднее тот же Е. Коэн (Cohen, 1880) предложил разделять вулканические стекла по количеству содержащейся в них воды. Этой классификации вулканических стекол последовали многие петрографы (Иностранцев, 1889; Zirkel, 1894; Rosenbusch, 1896; Grout, 1932 и др.). И. Фогт (Vogt, 1931) и Е. Шеперд (Shepherd, 1938) перлиты включали в группы смоляных камней, что внесло некоторую путаницу и затруднило отделение свежих стекол от частично измененных.

А. Н. Заварицкий (1955), как и Г. Тирелль (Tyrgrell, 1930), ограничивал применение терминов обсидиан, перлит, пехштейн, пемза для стекол риолитового состава, подразделяя их в зависимости от содержания в них воды и структурно-текстурных особенностей пород.

В. П. Петров и В. В. Наседкин (1961), обсуждая вопрос терминологии стекловатых пород, за основу разделения стекол на обсидианы, перлиты и пехштейны также берут содержание в них воды. Достаточно свежие стекла, в которых воды менее 1%, относятся к обсидианам, больше 1% — к перлитам, а пехштейн не только содержит воды более 1%, но и частично раскристаллизован. Последнее подтверждается опытами П. Борде (Bordet, 1962), которые показали, что при 980° пехштейн (ретинит), несмотря на высокое содержание воды (около 8%), обладает большей вязкостью ($1,6 \cdot 10^{10}$ пуаз), чем обсидиан ($2,8 \cdot 10^9$ пуаз).

Такое подразделение стекол удобно не только при подходе к ним как техническому сырью, но также в обычном петрографическом смысле. Однако и в этом случае в разделении стекол известная роль принадлежит структурно-текстурным признакам.

Среди стекол Мухорталинской группы месторождений преобладают разновидности серо-зеленого цвета преимущественно с темным оттенком. Это в полной мере относится и к стеклам месторождения Утес. Часто стекла имеют полосчатую текстуру, что обусловлено чередованием в породе разновидностей темно-зеленой и бурой окраски: явление весьма характерное для подобного рода эффузивных образований. На участке Утес полосчатые и пестроокрашенные стекла приурочены в основном к внешней зоне тела перлитов. Желтоватый и буроватый оттенок перлитов из отдельных блоков среди брекчированных измененных пород связан с наложенными вторичными процессами.

Микроскопическое изучение стекол показало, что в бурых участках образца часто не удается различить отдельные частицы окислов железа даже при увеличении в 1700 раз. В то же время при наличии хорошей флюидальной текстуры бурые полоски стекла обладают слабым двупреломлением, в то время как бесцветное (в шлифе) стекло из соседней полосы совершенно изотропно. Это явление можно объяснить наличием в стекле ориентированно расположенных кристаллических частиц окислов железа. В связи с этим следует заметить, что в исследованных стеклах не было обнаружено каких-либо признаков анизотропии, связанной с наличием в стекле механических напряжений.

Д. С. Белянкин (1938), изучая брекчиевидные и полосчатые лавы дацитового состава вулкана Эльбрус, пришел к заключению, что наличие участков и полос красной породы среди черной лавы не связано с процессами дифференциации, как это считал А. П. Герасимов (1911), а является результатом окисления газами вязкой стекловатой массы. В отдельных участках лаво-

вого потока резкое изменение давления приводило к дроблению стекловатой массы. При наличии газов мелкие частицы могли окисляться, что влекло за собой повышение подвижности лавы за счет выделения тепла.

Сходные выводы о причинах наличия в кислых стекловатых лавах различно окрашенных, в частности красно-бурых, разновидностей были получены рядом исследователей (Левинсон-Лессинг, 1898; Меняйлов, 1946; Iddings, 1892; Fuller, 1927).

Явление оптической анизотропии было отмечено Д. С. Белянкиным и В. П. Еремеевым (1935) в вулканических стеклах из района с. Хино (Аджария); при этом высказывалось предположение, что анизотропия связана с остаточными напряжениями в стекле. Интересно, что аномальными оптическими свойствами обладали, как и в нашем случае, лишь те участки стекла, которые имели густой красно-бурый цвет. Не исключено, что и здесь оптическая анизотропия связана с присутствием в стекле кристаллических частиц. Сходное явление анизотропии описано в липаритовых обсидианах из Закарпатья. Стекло анизотропно в бурых участках, прилегающих к сферолитам, «причем ориентировка погасания связана со строением отдельных лапок», из которых состоит бурая каемка (Соболев, Вартанова и Горбачевская, 1947, стр. 150). Все это приводит к выводу о том, что в вулканических стеклах бурая окраска и явление анизотропии связаны с наличием в стекле ориентированных кристаллов окисных минералов железа.

Как отмечает А. А. Лебедев (1960), слабое двойное лучепреломление наблюдается в искусственных стеклах, в которых путем вязкого течения вносится некоторое упорядочение в расположение кристаллитов.

Как показывают химические анализы, по содержанию железа стекло бурого цвета не отличается от зеленого или темно-зеленого стекла. Несомненно, что окраска данных разновидностей стекла сильно зависит от формы связи железа с другими элементами. Это подтверждается и тем, что при вспучивании зеленое стекло, если оно не содержит большого числа микролитов пироксена и магнетита, становится бесцветным, в то время как бурые участки стекла при общем освещении отличаются буровато-вишневым оттенком.

Бурая окраска стекла возникает не только от примеси тонкодисперсной кристаллической фазы, присутствующей в виде окислов железа, как это установлено для некоторых разновидностей вулканических стекол бурого цвета.

Практика производства технических стекол показывает, что соединение железа с серой в виде сульфида вызывает окрашивание стекла в интенсивный желтый и бурый цвет (Jepsen-Margwedl, 1929). Бурая окраска технических железосодержащих стекол, по В. Вейлу (Weyl, 1951), связана с наличием в стекле иона Fe^{3+} в четверной координации.

Вместе с тем имеются экспериментальные данные о том, что в технических стеклах переход окиси железа в закись влечет за собой смену окраски коричневой на зеленую (Hostetter a. Roberts, 1921); исследования И. А. Островского (1956) полностью подтверждают такое заключение.

Вулканические стекла макроскопически темно-зеленого, иногда почти черного цвета, в шлифах имеют бледную зеленую окраску; наблюдающийся при малых увеличениях сероватый оттенок отдельных частей шлифа связан с присутствием в породе микролитов.

На одном из участков описываемого купола имеются вулканические стекла смоляно-черного цвета. Как показало изучение шлифов, окраска связана с присутствием в стекле большого количества очень мелких непрозрачных частиц, вероятно, магнетита.

Типичная особенность данных стекол — наличие в них микролитов темноцветных и рудных минералов, при отсутствии микролитов полевых шпатов и кварца. Эти минералы также не образуют порфирировых выделений.

Кристаллические образования комендитовых стекол резко отличаются от таковых трахитовых стекол Кудунского участка.

Следует заметить, что на исследованной площади кроме этих двух типов стекол автором в свалах были найдены два обломка кислого вулканического стекла, резко отличного по характеру вкрапленников от всех известных стекол данного района. Один из этих образцов стекла был найден в районе месторождения Утес и описан ранее (Волянюк, 1962). Второй образец аналогичного стекла был найден нами на другом конце комендитового купола на участке Цаган-Хунтей.

Стекло этих образцов совершенно свежее темно-зеленого цвета, содержит порфирировые вкрапленники воднопрозрачного аноклаза и более мелкие кристаллы кварца бипирамидальной формы. Предполагавшаяся связь этих образцов с дайками аноклазовых трахитов подтверждена обнаружением этой породы в коренном залегании на участке Утес.

Микролиты пироксена и магнетита, присутствующие в комендитовых стеклах, находятся обычно в тесной ассоциации. Мелкие (0,0002—0,0005 мм) микролиты магнетита служили затравкой для кристаллизации пироксена, который часто образует правильные призматические кристаллы и, как это характерно для вкрапленников в эффузивных породах, склонен давать несколько разновидностей двойникования. Наиболее часты двойники с плоскостью срастания по (100) и крестообразные; последние аналогичны двойникам авгитов, найденных в лапиллях Этны и Стромболи (Friedlaender, 1914), где авгиты достигают 1—1,5 см и имеют преимущественно призматический облик. Характерно, что в изученных стеклах почти отсутствуют нитевидные, трихитовые формы микролитов пироксенов. К. Росс (Ross, 1962)

отмечает, что этот тип микролитов характерен для стекол из верхних частей потоков.

В исследованных стеклах пироксен микролитов по своим оптическим свойствам ближе всего к авгиту; его двупреломление около 0,025, угол $+2V=53-56^\circ$ (?).

В шлифах зеленого стекла наряду с призматическими микролитами пироксена наблюдались сильно удлинённые кристаллики прозрачного минерала с высоким показателем преломления; минерал неопределим из-за малых размеров выделений.

Наличие в кислых вулканических стеклах кристаллов фемических минералов не противоречит существующим представлениям о порядке выделения минералов из силикатных расплавов. Р. Брусс (Brousse, 1958) еще раз подтвердил этот вывод, рассматривая вопрос о кристаллитах фемических минералов в кислых вулканических стеклах. Однако нельзя согласиться с заключением Р. Брусса о том, что предыдущие исследователи (вероятно, все; автор не оговаривается) рассматривали кристаллиты темноцветных минералов и, в частности пироксена, как продукты девитрификации вулканического стекла; кроме того, Р. Брусс преувеличивает, по нашему мнению, значение влияния кристаллитов (микролитов) на состав остаточного кислого расплава, легко консолидирующегося в виде стекла.

Известно, что образование кристаллитов связано с эффузивной стадией формирования пород, в то же время существует большое количество разновидностей кислых вулканических стекол, не содержащих кристаллиты темноцветных минералов, а отсутствие микролитов в стекле пемз — обычное явление.

Сферолитовые образования, широко развитые в исследованных стеклах, относятся к следующей стадии кристаллизации, но их образование происходило перед окончательным затвердеванием стекловатой массы. Вопрос об образовании сферолитов в стеклах будет рассмотрен ниже. Кристаллические новообразования, возникающие в стекле, нередко после образования в нем перлитовой отдельности в ряде случаев также имеют радиально-лучистое строение, но отличаются от сферолитов первичной кристаллизации химическим составом.

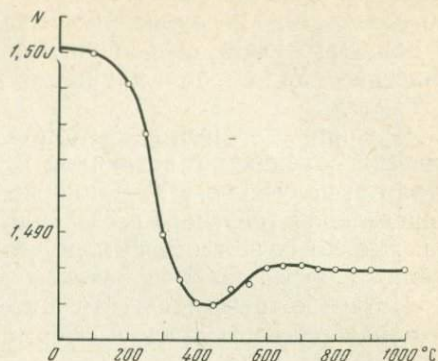
Вторичная кристаллизация в ряде случаев начинается с образования в стекле мелких шариков кристобалита.

В дополнение к химическим анализам с целью выяснения степени однородности состава вулканических стекол купола комендитов производилось измерение показателей преломления (табл. 1) и удельных весов стекол.

Зависимость физических свойств, в частности показателя преломления вулканических стекол от их химического состава, была рассмотрена рядом исследователей (Наседкин, 1963; Stark, 1904; Tilley, 1922; George, 1924). На фиг. 5 приведен график изменения показателей преломления мухорталинского стекла при обезвоживании. Сложный характер кривой связан, как мы уви-

Фиг. 5. График зависимости показателя преломления (N) от температуры обезвоживания вулканического стекла

Каждая точка — среднее из 24 замеров



дим ниже, с неравномерным изменением объема стекла при обезвоживании.

Удельный вес стекол определялся двумя методами — пикнометрическим и гидростатическим взвешиванием. Как видно из прилагаемой табл. 2, результаты измерений оказались одинаковыми. Удельный вес вулканического стекла участка Утес, определенный в лабораторных условиях, практически совпал с полевым определением объемного веса стекла, произведенным геоло-

Таблица 1

Показатели преломления вулканических стекол комендитового состава

№ образца	Показатель преломления*	Местоположение образца (участок)	Окраска
11а—58	1,502—1,503	Утес	Желто-зеленая
24—53	1,499—1,503	»	»
20—59	1,502—1,503	»	Темно-зеленая
23—59	1,502—1,503	»	»
5—57	1,502—1,503	»	»
28в—59	1,494—1,496	»	Красно-бурая
37—59	1,500—1,503	Барун-Аршанский	Зеленая
37б—59	1,499	»	»
8—59	1,502	Утес	Темно-зеленая
37в—59	1,500—1,503	»	»
47б—59	1,500—1,503	»	Бурая
47в—59	1,504	»	»
2—53	1,502	»	»
	1,500—1,503	Барун-Аршанский	Зеленая
64—61	1,493—1,501	Цаган-Хунтейский	Темно-зеленая
23—53	1,501—1,502	»	Черная

* Показатели преломления измерены кристаллрефрактометром в белом свете.

гами Бурятского геологического управления в 1960 г., несмотря на присутствие в породе значительной трещиноватости, которая в данном случае оказалась закрытой. Объемный вес стекла участка Утес, по данным разведочной партии, равен 2342 кг/м^3 .

Средний удельный вес мухорталинского перлита 2,35 и практически совпадает с величиной 2,347 среднего удельного веса перлита, полученного У. Джорджем (George, 1924) на основании определений удельного веса перлитов из различных районов мира. Это позволяет относить мухорталинский перлит к типичной разновидности гидратированных вулканических стекол.

Изучение трещиноватости в стеклах участка Утес показало, что большая часть трещин сформировалась до образования перлитовой отдельности.

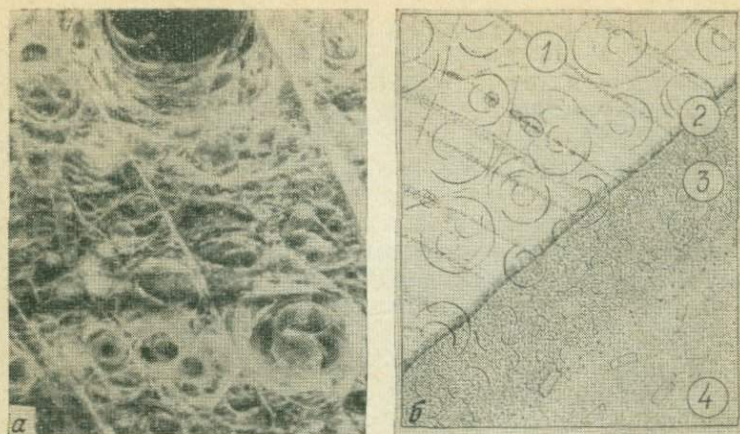
На полированных образцах хорошо выявляется отношение перлитовой отдельности к трещинам скола (фиг. 6). Рисунок перлитовой текстуры вписывается в участки, ограниченные трещинами; последние имеют тенденцию располагаться относительно плоскостей флюидалных текстур под углом $30-60^\circ$, при этом смещений по этим трещинам не наблюдается. Генезис этого типа трещин вероятнее всего связывать с разгрузкой в остывающем стекле напряжений, возникающих как за счет сокращения объема, так и в результате остаточных деформаций, вызванных неодинаковой скоростью движения масс внутри потока. Последнее, как вполне обоснованно отмечает Р. Фуллер (Fuller, 1927), является причиной вращения в текущей стекловатой массе фенокристов и других твердых включений.

Таблица 2

Удельный вес вулканических стекол

№ пробы	Удельный вес			Окраска
	1	2	3	
11а—58	2,32	2,33	—	Желто-зеленая
10з—58	2,32	2,32	—	Бурая
23—53	2,37	2,36	—	Черная
24—53	2,34	2,37	—	Темно-зеленая
23—53	2,33	2,36	—	»
28а—58	—	—	2,35	Темно-зеленая
64а—58	—	—	2,35	»
64б—58	—	—	2,35	Светло-зеленая
Среднее	2,34	2,35	2,35	

1 — определено пикнометром, 2 — гидростатическим взвешиванием, 3 — в тяжелых жидкостях.



Фиг. 6. Перлитовая отдельность в вулканических стеклах

а — характер взаимоотношения перлитовой отдельности с ранней трещиноватостью и флюидалной текстурой вулканического стекла. Срез сделан перпендикулярно плоскости флюидалности; увел. 2; *б* — положение перлитовых трещин в зоне контакта трахитового стекла (эндоконтакт дайки) с вмещающим стеклом комендитового состава; трещины пересекают поверхность контакта; 1 — комендитовое стекло; 2 — черное стекло андезитового трахита; 3 — бурое стекло андезитового трахита; 4 — андезитовый трахит с полнокристаллической структурой, схематическая зарисовка шлифованной поверхности, увел. 3

Это согласуется также с данными И. Фридмана и Р. Смита (Friedman and Smith, 1958), которые отмечают, что в потоках и куполах участки вулканических стекол с хорошо выраженной перлитовой текстурой приурочены к переходным зонам. В этих зонах до образования перлитовой отдельности имело место формирование трещин вследствие неодинаковой способности стекловатой массы к движению в различных участках зоны.

В исследованных стеклах Мухор-Талы имеются отчетливые следы срывов вдоль флюидалности, имевших место до их полной консолидации, что было отмечено также В. В. Наседкиным.

В местах срывов часто наблюдаются сферолиты, на чем мы остановимся в следующей главе.

В стеклах участка Утес наблюдаются тектонические трещины, которые в равной степени присущи и другим породам, развитым в этом районе. Для этого типа трещин характерны большая протяженность и выдержанность, они часто открыты, и по ним происходило смещение отдельных блоков пород. Трещиноватость этого типа согласуется в своем расположении с основными элементами структуры купола.

Наиболее своеобразными и интересными по генезису являются трещины перлитовой отдельности, совокупность которых создает перлитовую текстуру (см. фиг. 6). Благодаря концентрическому расположению трещин перлитовые обособления имеют

чешуйчатое строение. На форму и расположение перлитовых трещин большое влияние оказывали трещины, бывшие в стекле до образования перлитовой отдельности, а в редких случаях — флюидальная текстура.

Как известно, перлитовой отдельностью обладают вулканические стекла, богатые водой (больше 1%), в обсидианах она не наблюдалась; однако очень часто присутствие воды в составе стекла не является единственным условием наличия перлитовой отдельности. Например, отметим вулканические стекла Мухор-Талинской группы месторождений, где содержание воды в стекле превышает 3%, а перлитовые текстуры часто развиты слабо, а иногда отсутствуют совсем.

Среди вулканических стекол участка Утес имеются разновидности с хорошо развитой перлитовой отдельностью, при этом в ядрах образований содержится на 1—1,5% воды меньше, чем в окружающей их массе, содержащей до 6% воды.

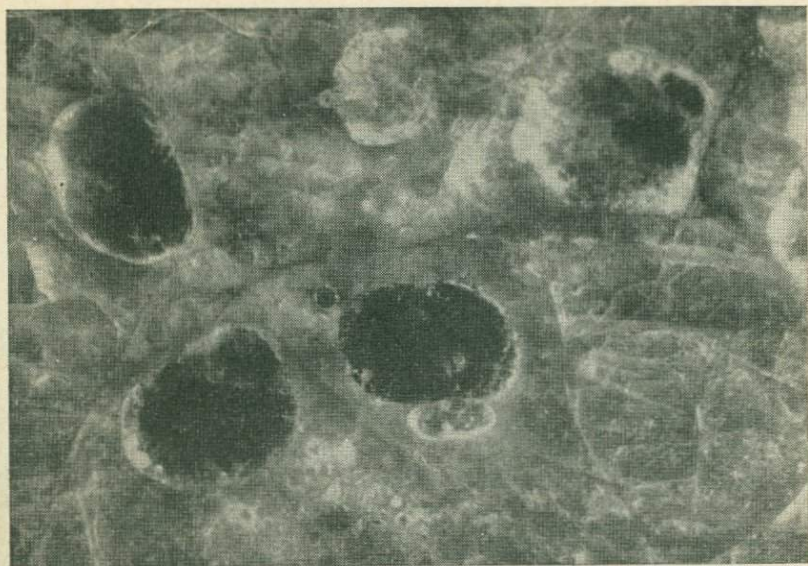
В. В. Наседкин (1963), первым описавший эту особенность содержаний воды перлитовых стекол Мухор-Талы, назвал данную разновидность перлитов мареканитами по аналогии с известными стеклами р. Мареканки (Еремеев, 1871; Веников, 1890; Богданович, 1905; Рудич, 1962; Рудич, Устиев, 1963; Klaroth, 1812).

По нашему мнению, термин «мареканит» целесообразнее применять в его первоначальном значении (Севергин, 1796; Judd, 1886), то есть лишь к тем гидратированным вулканическим стеклам с перлитовой отдельностью, в которых сохранились ядра обсидиана. В этом случае, как правило, в ядрах «луковиц» в собственно мареканитовых образованиях достаточно отчетливо выявляются внутренние напряжения. Последнее, например, М. П. Мельников (1891) считал одной из главных особенностей мареканита. В стеклах мезозойского возраста подобные натяжения в стекле обсидиан-перлитовых пар, вероятно, не сохраняются. Следует отметить, что в вулканических стеклах Мухор-Талы величина колебаний в содержании воды без какой-либо связи с перлитовым строением достигает более 1,5% (см. анализы). А в образцах бурого стекла (фиг. 7) из зоны купольной брекчин

Таблица 3

Содержание воды и щелочей в перлитовых ядрах и вмещающем стекле

№ обр.	Наименование	N	Уд. вес	H ₂ O+	H ₂ O—	Na ₂ O	K ₂ O
1-64	Зеленое стекло из ядра	1,503	2,3	7,00	2,34	3,75	4,46
	То же, после прокаливания	1,435	—	—	—	—	—
1а-64	Вмещающее красно-бурое стекло	1,495	2,3	8,70	0,94	3,88	4,36
	То же, после прокаливания	1,485	—	—	—	—	—



Фиг. 7. Округлые выделения (реликты обсидиановых ядер обсидиан-перлитовой пары (?)) зеленого стекла (проба 1-64) в красно-буром стекле (проба 1а-64); шлифованный образец; увел. 2

наблюдается даже обратная картина: стекло обособлений содержит воды несколько больше, чем стекло, вмещающее их (табл. 3). Естественно, что к мареканитам не могут быть отнесены образования, в значительной степени раскристаллизованные, соответствующие одной из разновидностей эвтакситов, по данным Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1935).

В этой связи едва ли целесообразна попытка К. Н. Рудича и Е. К. Устиева (1963) распространить термин «мареканит» на частично раскристаллизованные породы. Расширяя значение этого термина, К. Н. Рудич и Е. К. Устиев считают, что «мареканитовой породы, как определенной петрографической разновидности, очевидно, не существует нигде, кроме долины р. Мареканки» (стр. 69). Между тем эти породы по своему химизму и структурно-текстурным особенностям не являются исключением среди кислых эффузивно-экструзивных образований, которые имеют относительно широкое распространение как в геосинклинальных, так и в субплатформенных зонах.

Среди купольной брекчи участка Утес наблюдаются небольшие, до нескольких метров в поперечнике, блоки стекла, оранжево-бурая (в массе) окраска которого явно связана с вторичными процессами. Эти стекла примечательны тем, что в них имеются включения, на первый взгляд ксеногенные, темно-зеленого стек-

ла в виде глобуль (до 1,5 см, фиг. 7). Возможно, эти глобули к моменту воздействия вторичных процессов оказались ядрами негидратированного стекла в отличие от вмещающей массы и реагировали на эти процессы иначе, чем гидратированное стекло. Известно, например, что кварцевое стекло, содержащее гидроксил, окисляется значительно легче, чем стекло, лишенное гидроксильных групп (Hetherington, 1964). Интересен и тот факт, что вокруг многих глобуль наблюдается каемка белого минерала, вероятно, из группы глинистых ($N=1,515-1,540$). В табл. 3 даны показатели преломления, удельный вес, содержание воды и щелочей в этих стеклах.

До недавнего времени образование перлитовой отдельности в вулканических стеклах считали главным образом результатом сжатия стекла при его охлаждении. Для подтверждения этого были проведены опыты получения перлитовой текстуры в канадском бальзаме путем быстрого охлаждения его на поверхности матового стекла (Cole, 1890). Внешне весьма эффектная аналогия перлитовой породы была получена Ф. Фукэ и О. Мишель-Леви (Fouque et Michel-Levy, 1879).

Наличие перлитовой отдельности лишь у водосодержащих вулканических стекол было замечено очень давно¹. Например, эта особенность перлитовых стекол была подчеркнута Ф. Ратли (Rutley, 1884), который одним из первых положил начало совместному рассмотрению и связи этих двух фактов.

Д. Джедд (Judd, 1886), рассматривая вопрос о причинах образования перлитовой отдельности, пришел к заключению, что если в остывающей породе первая серия прямых трещин, нередко ведущая к образованию столбчатой отдельности, является следствием сжатия, то вторую систему криволинейных трещин, группирующихся в виде перлитовой отдельности, скорее можно рассматривать как результат сжатия с одновременным выделением из породы летучих.

Образования перлитовой текстуры тесно связаны с генезисом воды в вулканических стеклах.

Касаясь истории этого вопроса, следует заметить, что в перлитах и пехштейнах большинство исследователей воду считали первичной. Такой точки зрения придерживались А. Зауер (Sauer, 1894, 1910 и др.), Ф. Циркель (Zirkel, 1894 и др.), Г. Розенбуш (Rosenbusch, 1896 и др.), Д. Тирелль (Tyrgrell, 1928 и др.), С. Кодзу (Kozu, 1926) и многие другие. Однако не все разделяли это представление; противоположный взгляд отстаивало меньшее число исследователей, среди которых были И. Лемберг (Lemberg, 1876, 1887), осуществивший гидратацию природных и ис-

¹ Несмотря на этот хорошо известный факт, наличие перлитовой отдельности лишь у вулканических стекол с высоким содержанием воды, П. Борде (Borget, 1962) в своей обзорной статье о свойствах кислых вулканических стекол выделяет перлитовые ретиниты и обсидианы, причем последние охватывают вулканические стекла с содержанием воды до 0,20%.

кусственных стекол, однако ошибочно считавший пехштейн результатом изменения не обсидиана, а кварцевого порфира, А. Лагорио (Lagorio, 1887), О. Штутцер (Stutzer, 1910_{1,2}), Г. Шотт и Г. Линк (Schott u. Linck, 1924) и другие. Особенно активной была полемика между А. Зауером и О. Штутцером. По мнению последнего автора, насыщенность водой вулканических стекол обусловлена их возрастом; он подчеркивал, что одним из подтверждений этого представления является отсутствие безводных вулканических стекол в древних формациях.

И. Фогт (Vogt, 1931), рассматривая вопрос о генезисе воды в пехштейнах (перлитах), отмечал, что эти породы теряют большую часть воды при относительно низкой температуре 165°, в то время как в лавовом потоке температуры значительно выше этой. Затем он обращает внимание на химическую активность стекла, допуская при гидратации природных стекол возможность выноса некоторого количества щелочей подобно тому, как это происходит с обыкновенным бутылочным стеклом, пролежавшим в земле несколько столетий.

Е. Шеперд на многих примерах показал различие в составе летучих, присутствующих в обсидианах и богатых водой вулканических стеклах; им было высказано суждение о вторичной природе воды в перлитах и пехштейнах (Shepherd, 1938).

В последние годы К. Росс и Р. Смит (Ross a. Smith, 1955) обнаружили новые факты, подтверждающие существование процесса вторичной гидратации обсидианов с образованием перлита и, в частности, перлитовой отдельности. В этой связи представляют интерес данные по изменению показателя преломления и удельного веса водосодержащих вулканических стекол, в зависимости от условий их образования (Белянкин, Иванов, 1934; Kozu, 1926). Из этих данных следует, что увеличение количества воды сопровождается изменением объема стекла.

Наиболее наглядным примером, подтверждающим представление об образовании перлитов за счет гидратации вулканических стекол типа обсидиана, является факт совместного залегания перлита и обсидиана в виде так называемой обсидиан-перлитовой пары. В этом случае в перлитовом стекле наблюдаются шарики или ядра обсидиана (Наседкин, 1962; Ross a. Smith, 1955). При этом в каемках гидратированного стекла, прилегающего к обсидиановому ядру, наблюдаются явления двупреломления. Следует заметить, что это явление в перлитах отмечалось очень давно, с начала их микроскопического изучения, но до недавнего времени объяснялось как результат обычного сокращения объема при остывании породы, значительно реже указывались другие причины.

Э. Садецки-Кардош (Szadeczky-Kardoss, 1958) связывает образование перлитов и пехштейнов, если не всех, то большей их части, как и других сопутствующих им пород, с явлением «транспортизации» расплава, оказавшегося в контакте с об-

водненной средой. По мнению Т. И. Панченко (1963), именно таким путем образовались перлиты Начикинского месторождения (Камчатка), где толща вулканических стекол, подстилаемая туффитами, в нижней части представлена перлитом (3,63 H₂O), а в верхней — обсидианом (0,23 H₂O).

И. Фридман и Р. Смит (Friedman a. Smith, 1958) провели исследование изотопного состава воды в совместно залегающих обсидианах и перлитах из одиннадцати месторождений вулканических стекол различных районов Северной Америки и Новой Зеландии. Оказалось, что вода из обсидианов легче; она содержит меньше дейтерия (правда, всего на 4%), чем вода из перлитов; кроме того, изотопный состав последней ближе к метеорным водам районов залегания перлитов. Названные авторы эти данные считают прямым доказательством вторичной природы воды в перлитах. Количество образцов, исследованных И. Фридманом и Р. Смитом, пока еще недостаточно для вывода о генезисе воды, содержащейся в вулканических стеклах, хотя бы потому, что вариации содержания дейтерия в современных метеорных водах достигают 10—15%. Однако ценность примененного ими метода очевидна.

Образование перлитовой отдельности при вторичной гидратации обсидиана связано с изменением объема, которое приводит к последовательному отслаиванию или скалыванию отдельных чешуй по мере поглощения стеклом определенного количества воды.

Однако и в работах последних лет можно встретить указание о том, что образование перлитовой отдельности является следствием уменьшения объема стекла при быстром остывании (Brousse, 1961; Ритман, 1964; Marshall, 1961).

Проведенный в последнее время В. В. Наседкиным и В. П. Петровым (1962) опыт по гидратации обезвоженного перлита и стекла из плавленого фельзита при температуре 200° и давлении около 15 атм в течение 240 часов привел к получению своего рода искусственного мареканита. Это явилось еще одним убедительным доказательством образования перлитов за счет гидратации обсидианов.

Как показывают полевые наблюдения, характер трещиноватости в перлитовых телах различен в пределах того или иного района и месторождения. Эта же особенность характерна для обнажения и даже образца.

В обнажениях перлитов имеются признаки изменения первоначального объема породы, но не столь резкие, как, например, это можно наблюдать в обнажениях серпентинитов, связанных с перидотитами.

При гидратации обсидиана и превращении его в перлит происходит незначительное изменение удельного веса стекла, хотя количество воды в нем относительно невелико; перлит часто содержит 4—5% воды. Например, мухорталинские перлиты содер-

жат ее около 5,2 вес. % H_2O^+ (среднее из 14 анализов). Таким образом, выделенная из породы вода составляет около 12% объема породы.

И. Фогт (Vogt, 1931) предположил, что образование пехштейнов сопровождается некоторыми количественными изменениями первичного состава щелочей.

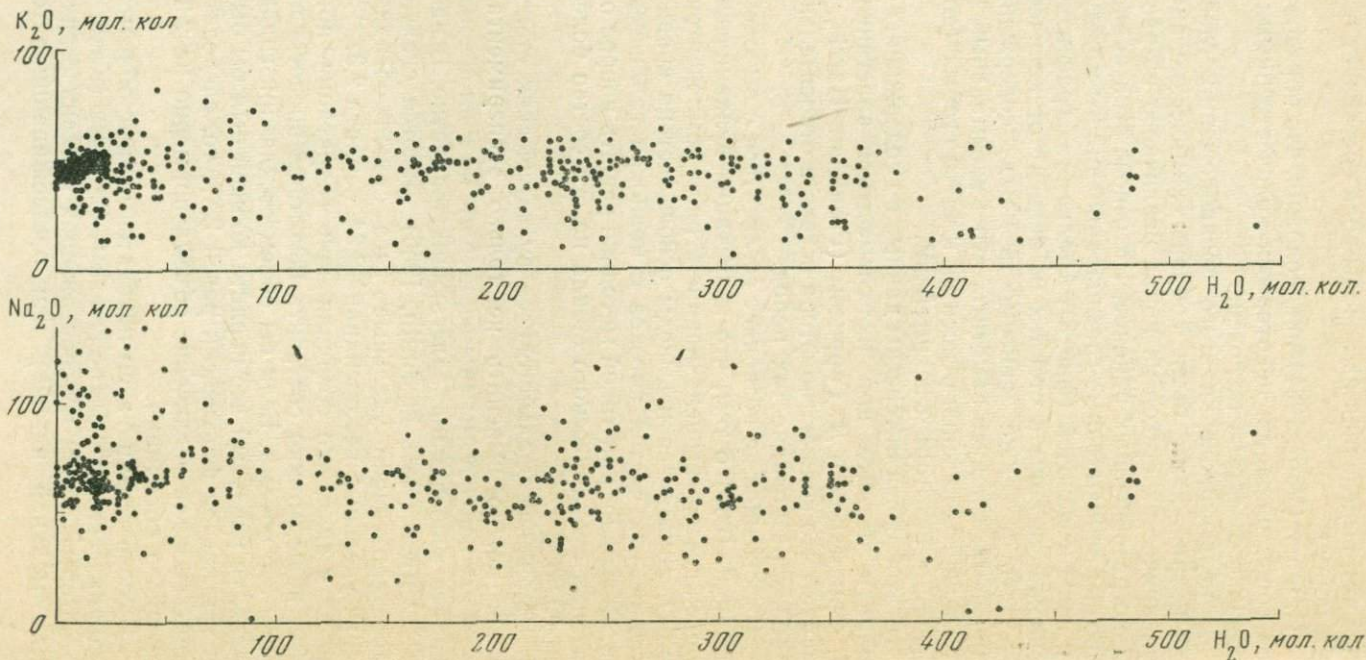
С целью проверки этого предположения, главным образом для натрия, нами были собраны химические анализы кислых вулканических стекол из пород различного возраста территориально разобщенных районов. На основе этих анализов были построены вариационные графики зависимости между содержанием воды и щелочей (фиг. 8). Анализ этих графиков показал, что содержание воды в стеклах не зависит от количества щелочей. Отсутствует также зависимость между содержаниями воды и глинозема. Следует заметить, что максимальный разброс точек от среднего значения относится к части старых (до 1900 г.) анализов и к некоторым пехштейнам.

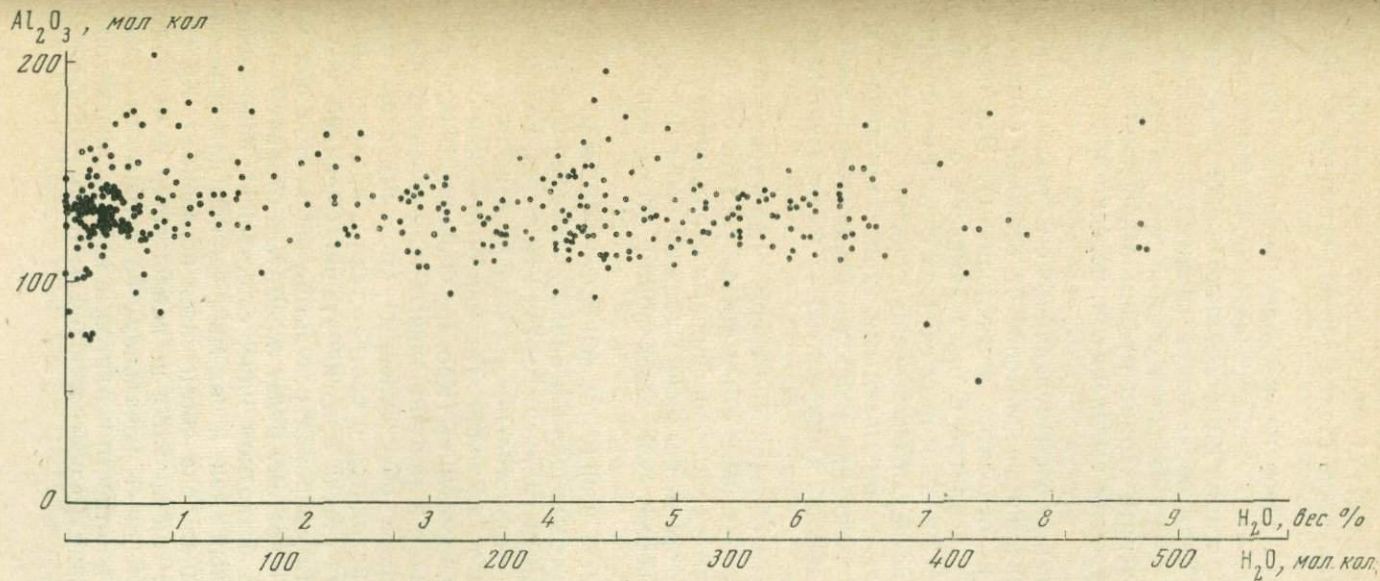
В этой связи интересны данные по содержанию фтора в обсидиане и перлите при их совместном залегании, полученные И. Фридманом и Д. Гаррисом (Friedman, Harris, 1961). Из них следует, что количество фтора остается относительно постоянным в обеих разновидностях пород.

Изложенное не позволяет согласиться с выводом П. Липмана (Lipman, 1965) о том, что гидратация вулканических стекол сопровождается выщелачиванием ряда компонентов. Тем более, что П. Липман свои выводы основывает на сравнении химизма стекловатых частей потоков с полнокристаллическими участками. Очевидно, при такой методике решить вопрос о влиянии гидратации вулканического стекла на его состав более чем затруднительно.

Изменение удельного веса вулканических стекол при гидратации можно выяснить не только экспериментальным путем (к этому вопросу мы еще вернемся), но и на основании изучения перлита и обсидиана, залегающих совместно. В работе К. Росса и Р. Смита (Ross a. Smith, 1955) имеются следующие данные, характеризующие удельные веса стекол обсидиан-перлитовой пары: удельный вес обсидиана 2,34, перлита 2,37. Исходя из этих цифр и зная, что обсидиан при гидратации приобрел около 3,5% воды, можно составить некоторое представление об изменении его объема. Если бы объем стекла при гидратации не менялся, то удельный вес перлита должен был бы быть около 2,42, но так как он фактически равен 2,37, то, следовательно, гидратация вызвала увеличение объема примерно на 2,3% от объема исходного обсидиана.

В соответствии с этим находятся данные об изменении объема вулканических стекол, полученные С. Кодзу (Kozu, 1923), согласно которым объем водосодержащих вулканических стекол (перлит, смоляной камень) при обезвоживании в температурном





Фиг. 8. Корреляция между содержаниями воды и некоторых других компонентов в вулканических стеклах из различных районов Советского Союза и мира, по данным 364 анализов

Для составления диаграммы были использованы работы многих авторов; в списке литературы (стр. 129) они отмечены звездочкой

интервале от 200 до 800° уменьшается на несколько процентов. Вместе с тем хорошо известно, что именно в этом температурном интервале вулканические стекла теряют основное количество воды.

Изменение объема даже на несколько меньшую величину вполне достаточно для того, чтобы создать значительное напряжение в процессе гидратации в относительно тонком слое гидратированного стекла. Если образование перлитовой отдельности в стеклах связывать с уменьшением объема при остывании породы, то трудно объяснить характер взаимоотношения перлитовых трещин с порфировыми выделениями, нередко присутствующими в стеклах.

При наличии в перлитовом вулканическом стекле порфировых вкрапленников трещины перлитовой отдельности обычно их не пересекают (это не относится к микролитам). Эта особенность характерна для перлитов и была замечена очень давно. Ф. Ратли (Rutley, 1884) в некоторых случаях считал возможным связывать образование перлитовых трещин вокруг кристаллов с напряжениями в стекле, вызываемыми кристаллизацией. Последнее маловероятно, так как наиболее поздние кристаллические образования в стеклах (микролиты) кристаллизуются еще в пластической среде.

Если допустить, что образование трещин перлитовой отдельности связано с уменьшением объема в результате остывания стекла, то при наличии в стекле порфировых вкрапленников, особенно пластинчатой формы, последние должны были бы пересекаться трещинами перлитовой отдельности; этого, однако, не наблюдается.

Следует также иметь в виду тот факт, что оптически двупреломляющие мареканитовые шарики аналогичны сферолитам минерала с положительным удлинением, так как стекло под давлением имеет свойства отрицательного, а при растяжении — положительного одноосного кристалла. Так как оптическая ось проходит вдоль линии напряжения (Крокер, Файлон, 1936), то в мареканитовых шариках в тангенциальных направлениях действуют сжимающие силы, обусловленные упругими свойствами стекла. Эти данные находятся в соответствии с представлением об увеличении объема стекла при гидратации. Очевидно, что на выпуклой поверхности сфероида результирующая этих сил направлена радиально и поэтому будет стремиться оторвать гидратированную часть. В безводном ядре, естественно, напряжение имеет противоположный знак, и под микроскопом при скрещенных николях переходная зона обозначится погасанием. Крест в обсидиановых ядрах, как правило, не наблюдается из-за малой величины двупреломления. К идеальному по оптическим эффектам мареканиту можно отнести перлитовые ядра из андезитовых лав с острова Санторин (окрестности бухты Балос), описанные Ф. Фуке (Fouqué, 1873).

Отдельность, возникающая в эффузивных породах в результате сокращения объема, обычно имеет полигональную форму и характеризуется постоянством размеров отдельных элементов.

Таким образом, образование перлитовой отдельности является прямым следствием гидратации стекла, однако для ее возникновения в породе должна оказаться благоприятной структурная обстановка; не исключено, что при этом некоторое влияние оказывают температура и содержащиеся в стекле летучие.

Изучение образования перлитовой отдельности, как мы видим, тесно связано с вопросами генезиса и формы вхождения воды в вулканическое стекло. Последняя особенность неотделима от общей проблемы строения стекол.

Скорость гидратации вулканического стекла сильно возрастает с повышением давления. Известно, что силикатные стекла даже при низких температурах в условиях высоких давлений насыщаются водой; опыты Г. Польтера и Р. Вильсона также показали, что режим снятия давления влияет на характер образования трещин в стекле, насыщенного жидкостью (Poulter a. Wilson, 1932).

Указанные опыты позволяют составить представление о размерах пустот в структуре стекол. Вода при давлении 15 000 атм свободно проникает в кварцевое стекло, несколько хуже в кварц; этиловый спирт и эфир проникают значительно слабее; глицерин и парафиновое масло не проникают в стекло при давлениях в 20 000 атм.

Поперечник молекул воды около 2,76 Å (Бернал, 1956); в молекуле этилового спирта расстояние между группами ОН около 5 Å (Эйтель, 1962). Из этих данных следует, что в кварцевом стекле поперечник каналов, в которые внедряется вода, не превышает 6 Å. Однако процесс внедрения воды в стекло значительно сложнее. При давлении 10 000 атм удельный объем воды при 20° — 0,8046 (Mellor, 1957). По данным Д. Макензи (Mackenzie, 1963), величина сжатия силикатного стекла при низких температурах весьма мала даже при давлениях в 40 кбар. Резкое уплотнение (необратимое), характерное для кварцевого стекла, наступает при давлениях свыше 100 кбар (Bridgman a. Simon, 1953).

Размеры каналов в природных кислых стеклах, связанные со структурой самого стекла, аналогичны размерам каналов в кварцевом стекле; этому не противоречит соотношение между составом и плотностью данных стекол.

До настоящего времени пока еще не создано единой теории строения стекла. Однако сейчас путем изучения колебательных спектров и рентгеновских данных для ряда стеклообразующих окислов твердо установлено, что в стеклообразном состоянии они имеют структуру, весьма близкую к молекулярной решетке кристаллов (Маркин, Обухов и др., 1960; Бредковский и Черемисов, 1960; Власов, 1960; Groth, 1964). В частности, это относится

Химический состав комендитовых стекол района Мухор-Тала

Оксиды	7-59	8-57	11а-58	24-58	108-58	2-53	24а-58	28-58	104а-58	4-59	6-59	7а-59	8-59	9-59	10-59	64-59	I	Ia
SiO ₂	70,31	70,24	67,64	69,48	69,33	69,69	69,95	70,15	72,10	72,13	69,46	69,79	69,97	70,03	68,52	69,52	69,89	73,94
TiO ₂	0,20	0,19	0,29	0,26	0,27	0,15	0,15	0,15	0,18	0,13	0,14	0,14	0,13	0,14	0,13	0,30	0,18	0,19
Al ₂ O ₃	14,44	13,26	14,01	14,70	14,77	14,16	14,23	13,57	12,42	13,93	14,11	14,32	13,12	14,22	15,00	13,92	14,04	14,83
Fe ₂ O ₃	0,37	1,10	0,96	1,24	0,71	0,39	0,52	0,80	0,93	0,13	0,72	0,86	1,31	0,04	0,61	0,47	0,73	0,77
FeO	0,39	0,44	0,72	0,32	0,52	0,34	0,32	0,34	0,25	0,56	0,47	0,49	0,24	0,99	0,21	0,72	0,46	0,43
MgO	0,01	0,16	0,03	0,42	0,40	0,13	0,18	0,15	0,25	0,23	0,16	0,15	0,12	0,14	0,23	0,26	0,19	0,19
CaO	0,74	0,74	0,62	1,01	0,96	0,61	0,65	1,02	0,87	1,45	0,75	0,78	0,84	1,03	0,82	0,73	0,86	0,91
MnO	0,09	0,03	0,07	0,03	0,03	0,06	0,06	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,05	0,07	0,06	0,06
Na ₂ O	3,45	3,31	5,23	3,58	4,14	3,10	3,35	3,70	2,87	2,81	3,52	3,70	3,19	3,84	3,03	5,46	3,65	3,05
K ₂ O	4,39	5,36	4,20	4,73	4,46	4,65	4,16	4,62	4,86	4,71	4,57	4,03	4,49	3,91	4,04	4,49	4,51	4,77
H ₂ O ⁺	5,12	5,44	5,66	3,03	3,10	5,73	5,52	5,47	3,52	3,56	5,55	6,07	6,39	5,30	4,55	4,56	5,04	—
P ₂ O ₅	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,01	Нет	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	Нет	0,01	0,01
S	0,06	0,04	Не опр.	»	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	Не обн.	Не обн.	0,01	0,03	0,02	0,15	0,04	—
Сумма	100,03	100,36	99,53	93,95	93,79	99,57	99,09	100,07	93,33	99,76	99,53	100,41	99,87	99,86	99,24	100,65	99,63	100,00
H ₂ O ⁻	1,60	1,20	0,72	1,73	1,96	1,46	1,57	0,23	0,21	1,88	0,53	0,54	1,90	0,83	0,31	0,70	1,01	—

7-57 — темно-зеленое стекло; 8-57 — красновато-бурое; 11а-58, 24-58 — желто-зеленое; 108-58 — темно-бурое с брекчиевой текстурой, спелее; 2-58 — темно-бурое; 24а-58 — желто-зеленое, 28-58 — темно-зеленое, 104а-58 — серовато-черное; 4-59, 6-59, 7-59, 8-59, 9-59, 10-59 — стекла с преобладанием темно-зеленой окраски; 64-59 — темно-зеленое I — средний состав из 16 анализов, Ia — то же, пересчитанное на безводный остаток.

Образцы 7-57, 8-57, 108-58 взяты в верхней части основного тела перлита на месторождении Утес, образец 104а-58 взят на водоразделе пади Березовая и устья пади Барун-Аршан в 1200 м на юго-восток от отметки 1019. Образец 64-59 — с участка Цаган-Хунтэл. Остальные образцы взяты в пределах месторождения Утес. Аналитики: В. С. Лебедева, Т. А. Лахно и Л. В. Комарова.

и к стеклу состава SiO_2 , причем признаки наличия в расплаве молекулярных групп SiO_2 наблюдаются вплоть до температуры 2000°C . Весьма вероятно, что этим обуславливается чрезвычайно высокая вязкость кислых алюмосиликатных стекол, к числу которых относятся кислые вулканические стекла, сохраняющие высокую вязкость при температурах $1100\text{--}1300^\circ$.

В мухорталинском перлите, в его безводном остатке на долю SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O приходится $96\text{--}97\%$, а если к этому добавить CaO , то эта цифра поднимется до $97\text{--}98\%$. По химическому составу мухорталинские перлиты близки к среднему составу риолита (по данным Р. Дэли) с некоторым отклонением к комендиту (табл. 4, 5).

Таблица 5

Числовые характеристики к составу стекол (табл. 4), по А. Н. Заварицкому

№ обр.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	Φ
7-57	14,9	0,9	3,6	80,6	75	25	0	52	30	11
8-57	15,2	0,9	2,7	81,2	36	54	10	48	31	36
11а-58	18,3	0,6	2,0	79,1	<i>c-7</i>	82	11	65	21	43
24-58	14,9	1,3	4,3	79,5	54	30	16	53	28	22
108-58	15,6	1,2	3,6	79,6	50	31	19	53	27	15
2-58	13,8	0,8	5,4	80,0	72	23	5	50	31	15
24а-58	13,8	0,9	4,7	80,6	77	16	7	55	33	9
28-58	15,2	1,3	2,2	81,3	37	50	13	55	31	31
104а-58	13,7	1,0	2,6	82,7	42	42	16	48	37	32
4-59	13,0	1,8	3,1	82,1	62	22	16	47	36	4
6-59	14,5	0,9	4,2	80,4	66	23	7	53	31	17
7-59	14,3	1,0	4,5	80,2	67	23	5	57	31	17
8-59	14,0	1,0	3,9	81,1	53	37	5	53	33	29
9-59	14,1	1,3	3,7	80,9	65	29	6	53	32	0
10-59	12,4	1,0	7,7	73,9	83	12	5	53	32	8
64-59	13,6	0,1	2,4	73,9	<i>c-37</i>	43	20	66	21	17
1	14,6	1,1	3,6	80,6	62	33	5	55	32	18

В табл. 6 дан нормативный минеральный состав среднего перлита из 16 анализов, рассчитанный по методу П. Ниггли (1946). Средний перлит по соотношению минералов близок к лейкокрастовому граниту и аплиту.

Из сравнения химических составов стекол и генетически связанных с ними фельзитов (табл. 7, 8) видна близость их химического состава. Некоторое различие в составе щелочей выявляется лишь для вторичных фельзитов, возникших в результате раскristаллизации стекловатых пород под действием растворов в условиях малой глубины. В этих породах заметно преобладает калий над натрием.

Перлит содержит около 5 вес.% воды, выделяющейся при температурах выше 110°. Это количество воды в свободном состоянии составляет примерно 12% объема исходного стекла.

Известно, что в кристаллическом состоянии подавляющее большинство веществ обладает большей плотностью, чем в стеклообразном.

Плотность возможной кристаллической породы (см. табл. 6) рассчитанной из удельных весов нормативных минералов сред-

Таблица 6

Нормативный минеральный состав мухорталинского перлита (среднее из 16-анализов)

№№ п/п	Минералы	Количество в %	№№ п/п	Минералы	Количество в %
1	Альбит	35,5	6	Магнетит	0,9
2	Анортит	4,5	7	Биотит	0,8
3	Кварц	32,8	8	Фаялит	0,2
4	Ортоклаз	14,8	9	Рутил	0,2
5	Мусковит	10,3			

Таблица 7

Химический состав фельзитов месторождения Утес

Оксиды	269-59	85	111	20-59	50-59	12-61	1
SiO ₂	72,48	72,52	71,66	74,08	66,96	66,64	73,51
TiO ₂	0,03	0,09	0,10	0,08	0,66	0,61	0,29
Al ₂ O ₃	12,86	14,40	13,15	10,88	12,58	17,37	11,43
Fe ₂ O ₃	2,23	1,53	3,19	2,23	5,83	1,03	1,97
FeO	0,32	0,32	0,32	0,32	0,43	0,57	1,03
MgO	0,07	0,07	0,34	0,11	0,26	0,38	0,16
CaO	0,50	0,56	0,67	0,95	1,51	1,34	0,28
MnO	Следы	Следы	Следы	Следы	0,08	0,06	0,04
Na ₂ O	3,22	3,46	3,84	1,16	4,94	4,14	4,65
K ₂ O	6,39	6,51	5,24	6,84	5,22	4,94	4,53
H ₂ O ⁺	1,00	0,84	1,14	2,00	0,93	1,76	1,02
H ₂ O ⁻	0,18	0,04	0,12	1,00	0,16	0,32	—
P ₂ O ₅	0,33	0,01	Нет	1,00	0,19	0,20	0,04
SO ₃	0,04	0,01	0,01	0,05	Не опр.	Не опр.	—
Сумма	99,52	100,37	99,66	98,71	99,64	99,04	100,00

Обр. 296-59 — флюидальный фельзит розовато-бурого цвета; обр. 85-111 — то же, из работы М. В. Белова (1963); обр. 20-59 — вторичный фельзит; обр. 50-59, 12-61 — фельзит с вкрапленниками андезина; 1 — средний состав комендита, по Дэли (1936).

Числовые характеристики состава фельзитов (к табл. 7), по А. Н. Заварицкому

№ образцов	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>Q</i>	<i>t</i>	φ
296-59	16,1	0,4	2,5	81,0	—	84	8	8	43	30	—	74
85	16,6	0,7	2,5	80,2	27	65	8	—	45	27	—	54
111	15,5	0,9	3,5	80,1	—	85	13	2	53	23	—	77
20-61	14,1	1,1	2,5	82,2	—	87	8	5	18	35	—	76
50-59	16,7	1,3	6,3	75,7	—	63	8	29	64	16	0,1	77
12-61	16,1	1,6	6,2	76,1	66	23	11	—	52	18	0,7	13
1	14,8	1,5	2,6	81,1	—	77	10	13	63	31	0,3	93

него состава перлита¹, равна 2,66, заметим, что средняя плотность гранита из 155 определений равна 2,667 (Дэли, 1936).

Сравнение удельных объемов данного вулканического стекла (0,43) и нормативного гранита (0,38) показывает, что относительная разница между ними составляет около 11—12%, то есть соответствует количеству воды (в объемн. %), которое содержится в стекле.

Как уже отмечалось, процесс обезвоживания вулканических стекол (перлитов) приводит к изменению их объема. Для количественной оценки этих изменений в мухорталинских стеклах термической обработке было подвергнуто несколько образцов наиболее однородного и плотного стекла. Для сравнения был взят образец типичного обсидиана (коллекция И. В. Белова) с Фонтан-Джраберского месторождения (Армения). Результаты опытов сведены в табл. 9. Нагревался перлит фракции 2—3 мм. Для определения удельного веса материал после обжига при высоких температурах измельчался до 0,25—1,00 мм. Наблюдение за процессом уравнивания частиц стекла в жидкости осуществлялось через бинокулярную лупу, что позволяло определять момент равновесия удельных весов жидкости и стекла с достаточной точностью (при 20°); призма рефрактометра термостатировалась (20°С).

Из таблиц 9 и 10 видно, что обезвоживание мухорталинского стекла влечет за собой незначительное изменение его удельного веса, далеко не соответствующее количеству выделившейся воды при условии простого заполнения водой микропор.

Рассмотрим, как при указанном условии изменились бы удельный вес и показатель преломления вулканического стекла, потерявшего 5,75 вес. % воды, исходя из теоретического расчета.

¹ Удельные веса большинства минералов взяты у Р. Дэли (1936), удельный вес мусковита 2,75.

Изменение удельного веса и показателя преломления перлита и обсидиана после нагревания

№ пробы	Температура, °С							
	110		300			1100		
	N	Уд. вес*	N	Уд. вес	Потеря H ₂ O, в %	N	Уд. вес	Потеря H ₂ O, в %
64-59	1,503	2,36	1,489	2,33	2,87	1,438	2,36	1,78
64a-59	1,502	2,36	1,488	2,33	3,26	1,433	2,36	1,44
64б-59	1,501	2,35	1,488	2,33	3,52	1,490	2,36	1,32
28-58	1,503	2,35	1,488	2,33	3,93	1,438	2,36	1,54
35	1,490	2,37	1,489	2,37	0,00	1,490	2,36	0,29

Обр. 64-59 — макроскопически светло-зеленое стекло, в шлифе бесцветное; 64a-59 — темно-зеленый перлит, в шлифе светло-зеленый; 64б-59 — перлит зеленовато-черной, буровато-зеленой окраски: первые три образца взяты на участке Цаган-Хунтей; 28-58 — вулканическое стекло с участка Утес, темно-зеленое в куске, зеленоватое в шлифе; 35 — обсидиан, темно-серый в куске, бесцветный в шлифе, Фонтан-Джраберское месторождение (Армения). Последние два образца содержат пылевидные включения рудного минерала, микролиты.

* При определении удельного веса был применен известный метод, основанный на аддитивной зависимости удельного веса и показателя преломления жидкости (Мееп, 1933). Одна из последних работ по этому методу опубликована А. Н. Бодан (1964).

Воспользуемся формулой удельной рефракции Глэдстона-Дейла:

$$r = \frac{n^2 - 1}{n + 1} \cdot \frac{1}{d}$$

Искомый удельный вес равен $\frac{94,25 \cdot 2,348}{100}$ или 2,214; показатель преломления, исходя из того, что удельная рефракция смесей аддитивна как функция объемных долей компонентов, окажется равным 1,503 — $\frac{0,333 \cdot 5,75 \cdot 2,348}{100}$ или 1,459, где 0,333 — удельная рефракция воды; $5,75 \times 2,348$ — количество выделившейся воды в объемн. %.

Однако в действительности наблюдается иная картина — обезвоживание стекла сопровождается уменьшением объема таким образом, что его удельный вес остается примерно постоянным, то есть уменьшается на величину, близкую к процентному (весовому) количеству выделившейся воды¹. Отсюда не трудно найти величину относительного линейного сокращения стекла при его обезвоживании на 1 вес. % воды. Если принять с некоторой погрешностью относительное линейное сокращение равным

¹ Это подтверждается также сравнением удельных весов обсидианов и перлитов из других районов (Tilley, 1922; George, 1924; Friedman a. Smith, 1958).

$\frac{1}{3}$ объемного, то его величина будет равной $\frac{1}{300}$ или 0,0033. За- метим, что она численно соответствует среднему уменьшению по- казателя преломления гидратированных кислых вулканических стекол при выделении 1 вес. % воды (при нагревании ниже тем- пературы спекания).

Эти данные можно распространить на обратный процесс — гидратацию. Естественно, что в природных условиях эта зависи- мость будет проявляться не столь строго из-за влияния различ- ных факторов и, прежде всего, внешнего давления и внутренних напряжений в покое. В связи с этим интересно сравнить удель- ные веса гидратированного и безводного стекла в обсидиан-пер- литовых парах; к сожалению, таких данных опубликовано не- много, один из таких примеров уже рассмотрен (удельный вес обсидиана — 2,34; стекла гидратированной оболочки (3,5% H_2O^+ — 2,37).

К. Росс и Р. Смит (Ross a. Smith, 1955) показали на примере вулканических стекол обсидиан-перлитового типа из различных

Таблица 10

Химический состав перлита (Мухор-Тала) и обсидиана (Армения)

Окислы	Перлит		Обсидиан	
	1	2	3	4
SiO_2	70,15	74,16	73,22	73,45
TiO_2	0,15	0,16	0,11	0,11
Al_2O_3	13,57	14,34	13,96	14,01
Fe_2O_3	0,80	0,84	1,44	1,44
FeO	0,34	0,36	1,11	1,11
MgO	0,15	0,16	0,18	0,18
CaO	1,02	1,03	1,23	1,23
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03
Na_2O	3,70	3,91	4,40	4,41
K_2O	4,62	4,83	3,97	3,93
H_2O^-	0,23	—	Нет	—
H_2O^+	5,47	—	0,26	—
P_2O_5	0,02	0,02	Нет	—
Сумма	100,07	100,00	99,96	100,00
Показатель преломления	1,503	—	1,490	—
Удельный вес	2,343	—	2,363	—
Удельный объем	0,426	—	0,422	—

1 — обр. 23-53; 2 — то же, после пересчета на безводное вещество; 3 — обр. 35; 4 — то же, после пересчета на безводное вещество.

месторождений нескольких районов мира, что удаление из стекла 1% воды перлитового типа снижает показатель преломления стекла на 0,0034; для высокотемпературной воды перлитов и обсидианов, то есть воды обсидианового типа получена соответственно величина 0,0127. В последнем случае на показатель преломления влияют структурные преобразования в стекле.

Известно, что стекло, полученное при повышенном давлении, в результате отжига делается менее плотным. Показатель преломления и плотность кварцевого стекла связаны зависимостью, близкой к линейной (Стожаров, 1955; Mackenzie, 1963_{1,2}, 1964).

Несмотря на то что приведенные данные элементарны, очевидно, что в процессе гидратации вулканического стекла вода претерпевает существенные структурные изменения. Последние связаны, вероятно, прежде всего с сильной поляризацией молекул воды и образованием ионных групп с водородными связями, которые поляризуют стекло.

Согласно У. Келлеру и Е. Пикетту (Keller, a. Pickett, 1954), по данным инфракрасной спектроскопии в природном гидратированном стекле (перлите) часть гидроксильных групп занимает положение мостиков между кремнием или алюминием, с одной стороны, и катионами металлов — с другой. Такое взаимодействие групп ОН со стеклом в целом приводит к уплотнению системы вода — стекло.

Известно, что образование водородных связей сопровождается уменьшением энергии системы (Бацанов, 1959). Образование гидроксильных групп, напротив, требует затраты энергии. Однако в целом процесс гидратации стекол экзотермичен.

Некоторые работы по инфракрасной спектроскопии вулканических стекол (Наседкин, 1963; Keller a. Pickett, 1954) дают представление о структурном положении в перлите молекул H_2O и ОН. Инфракрасный спектр перлита из Мухор-Талы, снятый в институте ВНИИСТРОМ (Наседкин, 1963), имеет две полосы поглощения с максимумами около 1560 см^{-1} и 3200 см^{-1} . Последние, в интерпретации В. В. Наседкина, свидетельствуют об одновременном присутствии в перлитовом стекле гидроксила и молекул воды.

Если обратиться к результатам изучения гидроксильного покрова кремнезема методом инфракрасной спектроскопии (Киселев, Лыгин, 1959), то среди полос поглощения можно выделить две — с максимумами 1640 см^{-1} и 3400 см^{-1} , которые близки к полюсам поглощения перлита из Мухор-Талы. Полоса поглощения в спектре гидратированного силикогеля с максимумом 3400 см^{-1} обусловлена группами ОН, которые связаны между собой водородной связью в молекулу H_2O . Вторая полоса поглощения (максимум 1640 см^{-1}) лежит в области деформационных колебаний гидроксильных групп, образующих молекулы воды, адсорбированные на поверхности силикогеля. Эта полоса почти полностью исчезает у образцов, обработанных в вакууме при 200° .

В перлите максимумы сходных полос поглощения несколько смещены в область больших частот, что можно объяснить более жесткими условиями связи и деформацией гидроксильных групп и молекул воды в ячейках каркаса стекла по сравнению с поверхностными условиями гидратации силикогеля.

В этой связи представляют интерес данные по инфракрасной спектроскопии изотропных опалов, обладающих, как известно, более грубой «пористостью», чем вулканическое и любое невыщелоченное стекло. Спектры опалов, полученные М. Гаде и другими (Gade *u. a.*, 1963), имеют в интересующей нас области максимумы около 3330 см^{-1} и 1600 см^{-1} , то есть занимают промежуточное положение между соответствующими максимумами инфракрасных спектров перлита и гидратированного силикогеля.

Если сравнить характер зависимости изменения показателей преломления перлита и одного из кубических искусственных цеолитов, то обнаруживается значительная аналогия. Искусственный цеолит — $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4,5\text{H}_2\text{O}$ (22,2 вес. % H_2O) имеет $N = 1,463$, который после дегидратации снижается до $N = 1,385$ (Вреск *a. oth.*, 1956), отсюда следует, что потеря 1 вес. % воды снижает его показатель преломления на 0,0035, а для мухорталинского перлита эта величина равна 0,0033.

Таким образом, на основании этой аналогии мы должны признать наличие молекул воды в гидратированном стекле. Значительная длительность гидратации кислых вулканических стекол в атмосферных условиях в отличие от цеолитов, вероятно, связана с более «закрытой» структурой стекла по сравнению с правильной решеткой цеолитов, в которой имеются каналы.

Эта особенность гидратации вулканических стекол в какой-то мере подтверждает гипотезу о пентагонально-додекаэдрической модели стекла, выдвинутую Л. Тилтоном (Tilton, 1957).

Вода, проникая в стекло, способна не только выщелачивать компоненты, но и укреплять его структуру, так как группы ОН оказывают «минерализующее», кристаллизующее действие на стекло (Белов, 1955). Это влияние воды особенно отчетливо проявляется, по нашему мнению, в природе при гидратации вулканических стекол, которые в результате этого процесса переходят в более стабильное, квазикристаллическое состояние, сохраняющееся в течение десятков и сотен миллионов лет.

Необходимо подчеркнуть, что водосодержащие стекла, полученные И. А. Островским (1956) в результате закалки силикатного расплава, насыщенного водой под высоким давлением водяного пара, имели иную (по сравнению со стеклами природными и гидратированными искусственно) зависимость показателя преломления от содержания воды. Эти данные, несмотря на небольшое число измерений, также являются некоторым подтверждением вторичной природы гидратации природных стекол.

При изучении структуры водосодержащих вулканических и других стекол методы структурной рефрактометрии и инфра-

красной спектрометрии могут существенно дополнить друг друга.

Способность стекол расширяться при гидратации сближает их с цеолитами, среди которых имеются виды, значительно изменяющие свой объем в зависимости от содержания воды в каналах структуры; причем в отличие от стекол и других аморфных тел величина этого изменения относительно различных направлений в кристалле зависит от его структуры. Д. Бернал (1956) рассматривает стекла по характеру нахождения воды как частный случай цеолитов.

Однако необходимо отметить, что в стеклах, в отличие от типичных цеолитов, отсутствуют каналы, достаточно свободные для легкого проникновения молекул воды и катионов. Р. М. Баррер (Barger, 1957) высказывает предположение, что в каналах цеолита фюзита могут иметь место явления капиллярности, чем, возможно, и объясняется, по его мнению, некоторое расширение фюзита после обезвоживания.

Согласно данным Е. В. Рожковой и К. С. Ершовой (1962), свойство цеолитов постепенно терять воду в пределах 60—600° обусловлено сочетанием двух типов молекулярной воды (адсорбционной и кристаллизационной).

По характеру гидратации вулканические стекла отличаются также от опалов. По данным В. И. Герасимовского и ряда других исследователей (Герасимовский, 1946; Gade *u. a.*, 1963; Garavelli, 1964), вода из опалов выделяется до 150—250°, то есть при более низких температурах, чем из водосодержащих вулканических стекол.

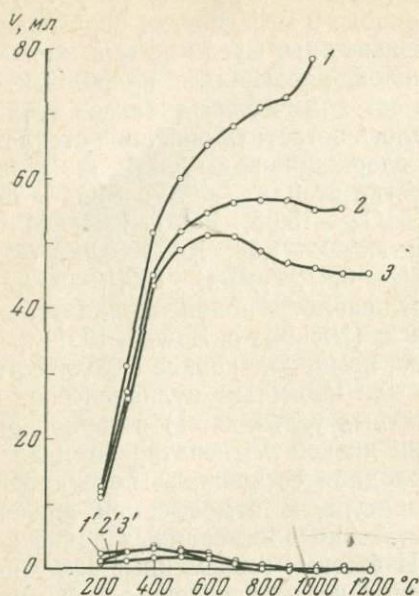
Изучение химического и фазового составов вулканических стекол дает основание предполагать, что в обычных условиях количество воды, необходимое для компенсации разницы удельных объемов стекла и его кристаллического аналога, близко к предельному содержанию воды, которое может оказаться в стекле без изменения фазового состояния последнего. Содержание воды в вулканических стеклах выше указанной нормы является признаком, указывающим на присутствие в породе наряду со стеклом кристаллических фаз, что, например, имеет место в пехштейнах, содержащих свыше 6% H_2O . Кристаллические новообразования в пехштейнах чаще представлены кристобалитом, цеолитами и глинистыми минералами. В этой связи необходимо отметить возможность экспериментального получения силикатных стекол с весьма высоким содержанием воды. Одним из первых подобные стекла получил К. Барус, нагревая с водой при 210° С порошок стекла для химической посуды; полученное им стекло содержало около 19% H_2O . Оставленное на воздухе, оно через несколько дней теряло часть воды и оказывалось разбитым системой неправильных трещин; при нагревании это стекло вспучивалось, приобретая вид пемзы. К. Барус также отметил значительное уменьшение объема системы стекло — вода, несмотря на то, что при гидратации объем стекла возрастает (Barus, 1899;

1900). Более поздние экспериментальные работы (Mogey, 1914) подтвердили эти данные. В природе в эффузивных образованиях столь богатые водой стекла неизвестны. Среди весьма многочисленных литературных источников, касающихся природных стекол и содержащих несколько сот химических анализов этих пород, лишь в одном случае удалось встретить описание стекла достаточно свежего, в котором содержание воды достигало 31,02%. Однако необычен и сам состав стекла (в %): SiO_2 — 25,81; TiO_2 — 2,02; Al_2O_3 — 19,35; Fe_2O_3 — 15,05; FeO — 0,63; MnO — 0,15; MgO — 1,29; CaO — 1,25; Na_2O — 1,68; K_2O — 0,89; $(\text{H}_2\text{O}^+, \text{H}_2\text{O}^-)$ — 31,02; P_2O_5 — 0,08; Cl_2 — 0,97; сумма — 100,19 (99,97), и место нахождения: образец был сколот и поднят со дна Атлантического океана с глубины 4900 м (Nickolls a. Bowen, 1961).

В связи с этим, естественно, возникает вопрос о количественном соотношении воды в том или ином теле вулканических стекол, гидратированных в различных условиях: 1) в период остывания пород при относительно низкой температуре и давлении выше атмосферного и 2) в холодном состоянии в поверхностной обстановке при низкой температуре и атмосферном давлении. В настоящее время нет достаточно обоснованных данных для удовлетворительного ответа. Известные современные эффузивно-экструзивные тела кислых пород немногочисленны и соответствующее изучение их на глубину весьма затруднительно; недостаточны данные и по древним вулканическим стеклам, вопрос о типе гидратации которых в настоящее время не всегда можно решить однозначно. В. В. Наседкиным описаны вулканические стекла из краевой зоны Рокосовского купола (Закарпатье), гидратированные, по его мнению, при температуре около 500—600°; следствием высокой температуры явилось растворение микролитов вдоль перлитовых трещин. Известно, однако, что при столь высоких температурах стекло в присутствии воды легко раскристаллизовывается.

Как известно, кислые водосодержащие вулканические стекла в подавляющем большинстве случаев имеют третичный и более древний возраст, причем большее содержание воды присуще в общем более древним из них. Данные о молодых породах соответствующего состава весьма скудные. По имеющимся литературным источникам, к наиболее молодым перлитовым стеклам относится одна из разновидностей андезитовой лавы (SiO_2 — 69,11%) вулкана Кракатау, излияние которой связывается, по неполным данным, с извержением 1680 г. (Vennelen, 1941). Имеется также замечание, без ссылки на возраст, о том, что при извержениях вулкана Вулкано¹ в результате контакта лав с

¹ Проявление вулканической деятельности на Липарских островах известно со середины третичного периода; древние лавы Вулкано представлены трахиандезитами и андезито-базальтами, современные — дацитами, его туфами и обсидианом липаритового состава, богатым натрием.



Фиг. 9. График зависимости объема выделившихся из вулканического стекла газов и воды от температуры и размера частиц (по Т. В. Кашеевой)

1, 1' — размер частиц < 0,03 мм; 2, 2' — 0,03—0,05 мм; 3, 3' — 1,60—2,5 мм. Кривые 1, 2, 3 показывают количество выделившейся воды; 1', 2', 3' — выделившихся газов

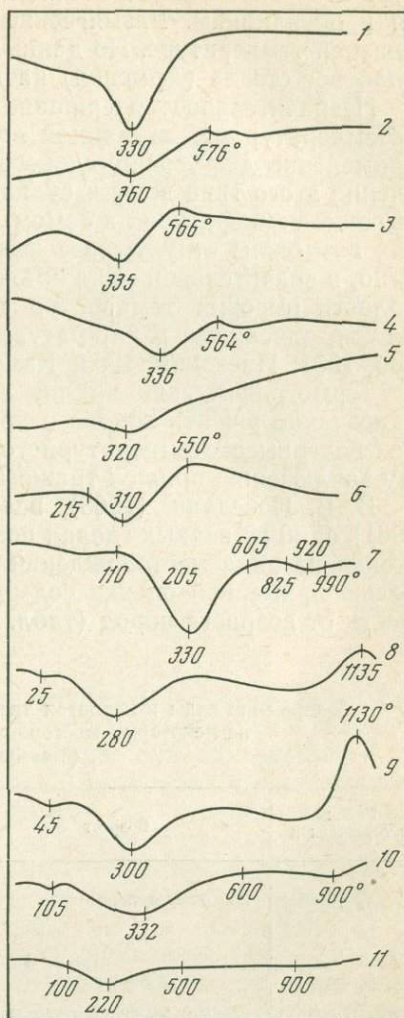
водой имело место образование перлитовых стекол (Ритман, 1964).

Вулканические стекла Мухор-Талы со времени начала работ на месторождении (1957 г.) изучались различными методами, которые привлекались главным образом для выяснения состава стекол и природы воды, заключенной в них. Интересные данные были получены Т. В. Кашеевой, изучавшей газо-волюметрическим методом газовую составляющую стекол Мухорталинского и Закультинского месторождений. Опыты Т. В. Кашеевой показали, что существенное влияние на режим выделения воды из вулканического стекла, особенно при высоких температурах, оказывает размер частиц (фиг. 9) пробы, что наглядно иллюстрируется диаграммой, заимствованной из работы И. В. Белова и других (Белов и др., 1963). Наиболее обширный сравнительный материал имеется по термографии стекол Мухор-Талы. Последние обладают значительной однородностью. Некоторые различия термограмм, прежде всего в области температур до 600—700°, связаны главным образом с различиями в методике опытов. На фиг. 10 даны термограммы, полученные различными авторами. По нашим данным, термограммы вулканических стекол Мухор-Талы имеют вид, близкий к термограмме искусственного водного стекла альбитового состава, полученного Г. П. Орловой (1962). Для опыта использовался материал с размером частиц менее 0,05 мм. Первый эндотермический эффект до 100—120° соответствует удалению из стекла гигроскопической воды. Большую

часть воды стекло теряет в интервале 100—600°, то есть в пределах температур, соответствующих удалению цеолитовой воды; эта аналогия между цеолитами и водными вулканическими стеклами была отмечена Д. С. Белянкиным и В. П. Ивановой (1934). По характеру связей воды водосодержащие вулканические стекла, вероятно, ближе стоят к группе цеолитов (натролит, томсонит, ломонтит), у которых молекулы воды в решетке связаны более прочно, нежели в шабазите и десмине. Последние, по данным ИК-спектрометрии и других методов (Юхневич и др., 1961), содержат капиллярно-конденсированную или адсорбированную воду. Имеющийся в настоящее время обширный материал по термографии цеолитов (Иванова, 1961) показывает, что картина динамики термической дегидратации цеолитов сложнее, чем у водосодержащих вулканических стекол. Дегидратация опалов, как уже отмечалось, происходит при более низких температурах.

Полученные нами термограммы вулканических стекол в области высоких температур имеют довольно резкий перегиб экзотермического характера с максимумом в пределах 1100—1150°, обусловленный главным образом резким возрастанием теплопроводности пробы в результате ее спекания и плавления; максимум этого эффекта соответствует температуре вспучивания стекла.

Температура начала размягчения мухорталинского стекла ниже 900°. При темпера-



Фиг. 10. Кривые нагревания водосодержащих стекол

1 — перлит, обр. 28-58; 2 — перлит, обр. 6-59; 3 — перлит, обр. 9-59; 4 — перлит, обр. из технологической пробы (1-4, Белов, Кашеева и др., 1963); 5 — перлит (Мануйлова, Наседкин и др., 1961); 6 — перлит (Кальянов, Мерзляк, 1961); 7 — перлит (Каменецкий, 1963); 8 — перлит, обр. 28-58; 9 — перлит, обр. 6-59; 10 — обр. 9-59 (8-10, данные автора); 11 — альбитовое стекло (Орлова, 1962)

турах 750—800° данное стекло по содержанию воды приближается к обсидианам. Размягчение церлита также начинается при близкой температуре. По данным А. А. Леонтьевой (1940), обсидиановое стекло (Армения) начинает размягчаться около 800°.

Незначительное содержание в вулканических стеклах высокотемпературной, связанной воды и наличие газов осложняет применение дифференциального термического анализа для изучения этого типа воды в вулканических стеклах, к тому же при высоких температурах в самом стекле и кристаллических примесях возможны структурные изменения. Этими причинами, вероятно, в значительной мере объясняется разнообразие эффектов в области высоких температур на термограммах вулканических стекол, описанных в литературе (Кашкай, 1953; Кашкай, Мамедов, 1961; Наседкин, 1963; Каменецкий, 1963).

Термографический анализ во многих случаях не позволяет однозначно решить вопрос о присутствии в вулканических стеклах воды высокотемпературного (обсидианового) типа; к сходному заключению пришел также В. В. Наседкин (1963).

В. В. Наседкин (1963) вслед за Р. Маршаллом (Marshall, 1961) один из первых сделал попытку сопоставить вулканические стекла из ряда месторождений (палеозой, мезозой, кайнозой) с целью примерной оценки содержания воды в стеклах в зависимости от возраста пород (табл. 11 и 12).

Таблица 11

Содержание воды в перлитах третичного и четвертичного возраста из некоторых месторождений Северной Америки (Marshall, 1961)

Район месторождения	Возраст	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Температура нагревания*, °C
Калифорния	Верхнечетвертичный	—	2,93	950
	»	0,01	3,01	950
	»	0,03	2,79	950
	»	—	3,00	950
Нью-Мексико	Средний миоцен или древнее	—	3,19	~960
	То же	0,61	2,53	900
	» »	—	2,97	~960
То же	Плиоцен или поздний миоцен	0,33	4,29	825
» »	Позднечетвертичный (?)	1,10	7,03	825
» »	»	1,09	6,36	825
» »	»	1,09	6,36	825
» »	»	0,52	6,04	825
Вашингтон	Средний эоцен	1,81	5,62	900
	То же	2,10	5,68	~960

* Образцы выдерживались при данной температуре в течение 1 часа.

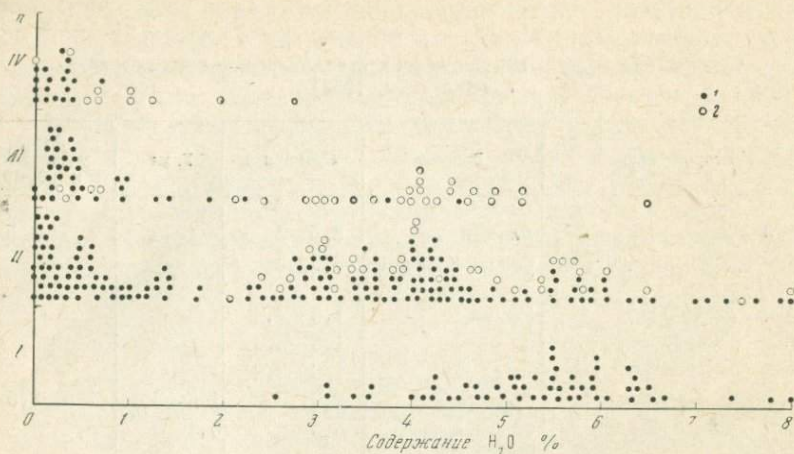
Содержание воды в вулканических стеклах различного возраста
(Наседкин, 1963)

Месторождение	Возраст	Суммарное	Газы	Вода, удаляемая при 200—890°
Кечаллдаг	Плиоцен	3,5—5	1—4	1,5—2,5
Джрабер-Фонтанское (Армения)	Олигоцен-глиоцен	3,5—5	—	—
Ардов, Закарпатье	Миоцен	1,6—3,8	—	—
Чепка, Закарпатье	»	1,6—3,8	—	—
Хаеш, Закарпатье	»	1,6—3,8	—	—
Арагацкое, Армения	Олигоцен	3,6	1,5—3,7	1,5—2,5
Мухор-Тала, Западное Забайкалье	Средняя юра — нижний мел	5,5	0,1	5,4
Закультинское, Читинская обл.	Верхняя юра	4—6	—	—
Семей-Тау, Восточный Казахстан	Верхний карбон — нижняя пермь	4—6	—	—
Чулак-Тау, Юго-Восточный Казахстан	Нижняя пермь	7	1	6

Данные о количестве воды в вулканических стеклах показывают, что процесс гидратации обсидиановых тел в условиях, близких к атмосферным, оказывается весьма длительным и может охватывать десятки миллионов лет. В этой связи представляют интерес количественные данные по содержанию воды в стеклах тектитов. В тектитах количество воды редко достигает десятых долей процента (Friedman, 1958; O'Keffe, 1964). Между тем возраст тектитов в ряде случаев достигает нескольких миллионов лет.

Из общего значительного числа собранных нами анализов вулканических стекол с определением H_2O^+ около половины принадлежит породам с указанием возраста. Это позволило составить диаграмму содержания воды (H_2O^+) в вулканических стеклах в зависимости от их геологического возраста. Группой современных образований охвачены породы извержений в историческое время. Как видно на диаграмме (фиг. 11), стекло пемз, обладающее значительной поверхностью, гидратировано более интенсивно. Известно, что стекло пемз, анализированных вскоре после извержения, весьма бедно водой и другими летучими (Brun, 1911; Shepherd a. Merwin, 1927; Shepherd, 1938).

На скорость гидратации стекла значительное влияние оказывают температура и давление, поэтому при благоприятных условиях обсидиан может оказаться гидратированным еще в период остывания пород, за счет поглощения воды различного генезиса.



Фиг. 11. Диаграмма содержания воды в кислых вулканических стеклах различного возраста (n — количество случаев)

I — мезозой; II — палеоген — неоген; III — четвертичный; IV — современный;
 1 — массивное стекло, 2 — пемза

Возможно, в этом кроется причина значительного колебания в содержании воды в вулканических стеклах третичного и четвертичного возрастов, а также совместное нахождение обсидиана и перлита в виде обсидиан-перлитовой пары. С возрастанием геологического времени эта разница в содержании воды в стеклах стирается в результате медленного процесса низкотемпературной гидратации.

Способность многих вулканических стекол при нагревании интенсивно вспучиваться известна очень давно. Это явление, естественно, наводило на мысль о сходном способе образования пемз. А. Брюн считал, что температура вспучивания вулканических стекол близка к температуре образования пемз, связанных с ними; но, по его мнению, исходные для пемз расплавы не содержат воды (Вгун, 1911). В. Хемпель путем плавления шихты, по составу соответствующей обсидиану с о. Липари, при давлении паров воды в 85 атм получил расплав, который при снятии давления превращается в пемзу, а под давлением застывает в стекло, содержащее 0,65% воды и способное при нагревании вспучиваться. Аналогичными свойствами обладало стекло в случае применения вместо воды CO_2 . Интересные данные были получены Г. Шоттом и Г. Линком (Schott u. Linck, 1924), которые проводили гидратацию природных стекол, а также указали на два типа воды в кислых природных стеклах: низкотемпературную — вторичную, в смоляном камне (перлите) и высокотемпературную — первичную, в обсидиане. Гидратации были под-

вергнуты стекла, по составу аналогичные граниту, кварцевому диориту, габбро, перидотиту и технические стекла. Гидратация велась при 243° и давлении 35 атм . В работе также отмечено, что при повышении давления количество поглощенной воды возрастает, а повышение температуры оказывает обратное влияние, но ускоряет процесс гидратации.

Очень часто совместно с обсидианами присутствуют пемзы, слагающие верхние части обсидиановых тел, потоков и куполов. Многочисленные анализы этих пород показывают, что в условиях давлений, близких к атмосферному, пемзообразование происходит при незначительном содержании летучих в расплаве. Опытами М. П. Воларовича и В. П. Чепурина (1944) было показано, что давление выше 9 атм препятствует вспучиванию обсидиана в пемзу. Согласно расчетам Е. К. Мархинина (1957), силикатный расплав при содержании в нем летучих свыше $0,6\%$ способен к резкому расширению вплоть до образования пепла.

Естественно возникает вопрос об отношении низкотемпературной гидратации вулканических и других стекол к процессу растворения воды в силикатных расплавах. Ю. Ф. Левинсон-Лессинг (1898) один из первых провел опыты в направлении решения вопроса о первичной гидратации стекол за счет насыщенности водяными парами силикатного расплава. В атмосфере водяных паров (давление не указано) расплав из полевых шпатов, пироксенов и амфиболов поглотил около $0,1\%$ воды.

В табл. 13 приведены литературные данные по гидратации стекол при низких давлениях и температурах, а также о скорости гидратации обсидиана каменного орудия.

Скорость гидратации с повышением температуры и давления резко возрастает, однако в области указанных температур и давлений ее значение невелико. Очевидно, это положение в системе вода — стекло существенно изменится при более высоких давлениях и температурах плавления стекла и близких к ним. Известно, что стекла в области размягчения обладают значительной проницаемостью для газов (Эйтель, 1962). А растворимость воды в силикатных расплавах растет с давлением, причем в расплаве гранитного или альбитового состава при температуре около 900° растворение $5\text{—}6\%$ воды требует значительного давления (Хитаров и др., 1959; Орлова, 1962; Burnham a. Jahns, 1962).

Гидратация стекла, как мы видели, стабилизирующе действует на его структуру, которая при этом не претерпевает существенной перестройки. Естественно, что при остывании насыщенного водой силикатного расплава, склонного к переохлаждению, максимальная скорость гидратации в условиях эксперимента (малых объемов реагирующих веществ) может соответствовать начальному отрезку температур в области переохлаждения.

Экспериментальные исследования И. А. Островского (1956) показали, что щелочно-железистые водно-силикатные расплавы

Особенности гидратации стекол различного состава (по литературным данным)

Стекло	Размер частиц, мм	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{атм}$	Время, сутки	Количество поглощенной воды, вес. %	Ширина гидратированного слоя, мм	Литературный источник	Примечание
Свинцовосодержащее	—	185	100—200	0,003	Не опр.	Около 0,24	К. Барус (Barus, 1900)	Гидратация производилась в капиллярной трубке, при нагревании стекло вспучивалось с выбросом
Гранитное	0,01—0,1	234	35	7	4,5	Нет данных	Г. Шотт, Г. Линк (Schott u. Link, 1924)	Стекло из плавленной породы
То же	0,01—0,1	234	35	11,5	6,0	То же	То же	То же
Из кварцевого диорита	0,01—0,1	234	35	7	10	» »	» »	» »
То же	0,01—0,1	234	35	25	12	» »	» »	» »
» »	0,01—0,1	234	35	57	12	» »	» »	» »
Габброидное	0,01—0,1	234	35	7	17	» »	» »	» »
То же	0,01—0,1	234	35	21	13,5	» »	» »	Причина уменьшения количества воды не установлена
Перидотитовое	0,01—0,1	234	35	7	16,5	» »	» »	Стекло из плавленной породы
»	0,01—0,1	234	35	10	13	» »	» »	То же
»	0,01—0,1	234	35	44	13	» »	» »	» »
Липаритовое (обсидиан с о. Липари)	0,01—0,1	234	35	7	2,6	» »	» »	Природное стекло
То же	0,01—0,1	234	35	14	3,75	» »	» »	То же
Липаритовое (пехштейн из Мейссена)	0,01—1,1	234	35	7	0,00	» »	» »	Природное стекло до опыта содержало 6 вес. % воды
То же	0,01—0,1	234	35	14	0,00	» »	» »	То же
Техническое (для термометров)	0,5	225	Нет данных	7	3,5	» »	» »	Количество воды уменьшается от периферии образца к центру

Таблица 13 (окончание)

Стекло	Размер частиц, мм	T, °C	P, атм	Время, сутки	Количество поглощенной воды, вес. %	Ширина гидратированного слоя, мм	Литературный источник	Примечание
То же	0,3	225	» »	7	4,7	» »	» »	То же
» »	0,1	225	» »	7	11,7	» »	» »	» »
Техническое (для приборов)	0,01—0,1	234	35	7	2,5	» »	» »	Нет данных
То же	0,01—0,1	234	35	22	7,5	» »	» »	» »
Липаритовый	1—3	150	4,8	10	1,0 (в среднем 0,17)	0,4	Наседкин, 1963	Стекло из плавленого фельзита Мухор-Талы, $N_{исх} = 1,484 \pm \pm 0,003$. Слабо двуцеломляет по периферии после гидратации
То же	0,24—0,3	200	15,4	10	1,5	Нет данных	То же	То же
» »	1—3	150	4,8	10	1,7 (в среднем 0,37)	То же	» »	Вспучивается при 1000—1100° Обезвоженный арагацкий перлит $N_{исх} = 1,484 \pm 0,003$; в краевой зоне 1,493.
» »	0,24—0,3	200	15,4	10	3,09	» »	» »	Обезвоженный арагацкий перлит: N стекла из внешнего слоя $1,503 \pm 0,003$; из внутреннего — $1,493 \pm 0,003$
Липаритовый (обсидиан)	до 10	Поверхностные		2000 лет	Данные отсутствуют	0,01— —0,015	Холлер (Holle, 1963)	—

лишь при закалке образуют стекло, почти незатронутое (с поверхности) процессом вторичной гидратации. При медленном остывании переохлажденный расплав, насыщенный водой, раскристаллизовывается.

Г. Шольце экспериментально показал, что в стеклах с повышением температуры при постоянном давлении структурно связанные группы ОН переходят в свободное состояние (Scholze, 1959). При достаточно быстром возрастании парциального давления пара процесс гидратации стекла будет протекать с образованием связанных групп ОН, рвущих связи кремнекислородного каркаса. При этом значительная концентрация групп ОН приведет к снижению точки плавления стекла. Этот процесс в силикатных стеклах при температурах их размягчения зависит прежде всего от величины парциального давления пара, что находит подтверждение в экспериментальном изучении диффузии воды в кварцевое стекло (Moulson a. Roberts, 1961; Dryu a. oth., 1962) и резком возрастании диссоциации воды при повышенной температуре и давлении (Franck, 1956, 1961).

Ряд вопросов, касающихся вулканических стекол, рассмотрен в следующей главе в связи с шаровыми и другими кристаллическими образованиями, широко развитыми в кислых стекловатых породах.

Изучение ксенолита гранита, обнаруженного среди стекловатой породы в карьере Утес, где нижний контакт пород купола расположен на глубине более 20 м, показало, что ксенолит был прогрет при температурах ниже 1100°; микропертит гранита гомотенизирован с образованием высокотемпературной модификации щелочного полевого шпата с углом 2V меньше 18°. Минералы ксенолита не содержат заметных следов оплавления. По данным Э. Спенсера (1952), ортоклаз-микропертиты, микроклин-микропертиты и адуляры переходят в высокотемпературную модификацию с малыми углами 2V после длительного обжига при 1075°.

Пример купола Мерапи (о. Ява) свидетельствует о низких температурах (850—950°) выжимаемых андезитовых лав (Беммен, 1957). Для риолитовых лав отмечают более низкие температуры (Williams, 1932).

Опыты по гидротермальной обработке обсидиана и перлита были проведены в основном с целью получить некоторый сравнительный материал о способности к гидратации двух названных разновидностей стекла.

Общая конструкция автоклава заимствована из работы А. И. Островского (1956), некоторое изменение внесено в конструкцию стенок и затвора. Эти изменения были сделаны прежде всего из соображений безопасности. Малый рабочий объем, естественно, сильно влиял на точность количественной оценки давления паров воды выше критической точки. Определение давления производилось при помощи диаграммы И. А. Островского (1957). Автоклав был изготовлен из нержавеющей стали марки

1X18H9T. Для уплотняющих прокладок применялся листовой никель. Заполнение водой автоклава в необходимых случаях контролировалось микробюреткой с ценой делений 0,01 мл. Определение свободного пространства автоклава облегчалось постоянством удельных весов исходных стекол и применением относительно крупных частиц стекла. Нагревание велось в электропечи мощностью в 1 квт, снабженной автоматическим терморегулятором, обеспечивающим точность $\pm 20^\circ$ от постоянно заданной температуры. Последняя контролировалась пирометром с платино-платинородиевой термопарой.

В качестве исходных образцов вулканических стекол были взяты: обсидиан, Фонтан-Джраберское месторождение (Армения), обр. 35 (колл. И. В. Белова) и перлит.

Обсидиан в куске имеет серовато-черный цвет, в тонких сколах стекло бесцветное; микролиты; в том числе рудная пыль, составляют менее 1% объема, примерно тот же объем приходится на долю газовых микропор. Химический состав обсидиана: SiO_2 — 73,22; TiO_2 — 0,11; Al_2O_3 — 13,96; Fe_2O_3 — 1,44; FeO — 1,11; MgO — 0,18; MnO — 0,08; CaO — 1,23; Na_2O — 4,40; K_2O — 3,97; $\text{H}_2\text{O}(+)$ — 0,26; $\text{H}_2\text{O}(-)$ — 0,00; P_2O_5 — 0,00. Сумма — 99,96. Удельный вес 2,37; показатель преломления 1,490.

Перлит с месторождений Мухор-Тала, участок Утес, обр. 28—58. Цвет в куске серо-зеленый, темный, в тонких сколах зеленоватый; содержание микролитов менее 0,5%, микропоры не обнаружены. Химический состав перлита (в скобках безводный остаток): SiO_2 — 70,15(74,16); TiO_2 — 0,15(0,16); Al_2O_3 — 13,57(14,34); Fe_2O_3 — 0,80(0,84); FeO — 0,34(0,36); MgO — 0,15(0,16); CaO — 1,02(1,08); MnO — 0,08(0,08); Na_2O — 3,70(3,91); K_2O — 4,62(4,88); $\text{H}_2\text{O}(-)$ — 0,28(0,00); $\text{H}_2\text{O}(+)$ — 5,47(0,00); P_2O_5 — 0,02(0,02); сумма — 100,07(100,00). Уд. вес 2,35; показатель преломления 1,503, обезвоженного при 1100° — 1,488. Все опыты дублировались.

Опыт 1. Проба (0,67 г) — обсидиан, фракция 1—5 мм; заданная температура 210° ; давление насыщенного пара 18,8 бар. Проба полностью погружена в воду. Время опыта 240 часов. Автоклав быстро охлаждался погружением в воду, при этом затвор оберегался от смачивания.

На поверхности стекла образовалась едва заметная невооруженным глазом пленка (сахаровидного облика). В иммерсионных препаратах резко выделяется каемка гидратированного стекла с показателем преломления $1,501 \pm 0,002$, ширина каемки 0,08—0,13 мм. Разница показателя преломления в направлении от внешней гидратированной части к внутренней не превышает 0,001. Безводное стекло имеет $N = 1,493 \pm 0,002$. При скрещенных николях хорошо заметна анизотропия гидратированного стекла, интерференционная фигура положительного знака.

На стенках автоклава, в верхней свободной от жидкой фазы области, образовалась тонкая (менее 0,1 мм) прозрачная корочка

с рельефом из очень мелких полусфер, сходных по форме с природными натечными микроформами отложений кремнезема. Вещество слабоанизотропно, $N = 1,488 - 1,490 \pm 0,002$; в соляной кислоте не разрушается. Вода после опыта имела слабощелочную реакцию.

Опыт 2. Проба — перлит, фракция 1—5 мм; заданная температура 280° , стекло полностью погружено в воду, давление насыщенного пара 63,3 бар; продолжительность опыта 24 часа.

Окраска стекла изменилась и стала красно-бурой. Показатель преломления снизился до $1,495 \pm 0,002$. На стенках автоклава образовался едва заметный белый налет.

Опыт 3. Проба — перлит, фракция 1—5 мм; заданная температура 220° , давление насыщенного пара 22,8 бар; стекло погружено в 2%-ный раствор K_2CO_3 ; продолжительность опыта 120 часов. По результатам опыт аналогичен предыдущему; $N = 1,496 \pm 0,002$; окраска стекла несколько ярче.

Выдерживание стекла при тех же температурах ($220, 280^\circ$) на воздухе приводит лишь к заметному осветлению его окраски без каких-либо признаков побурения.

Опыт 4. а) Проба (0,52 г) — обсидиан, фракция — 0,05 мм; порошок полностью погружен в воду; заданная температура 340° ;

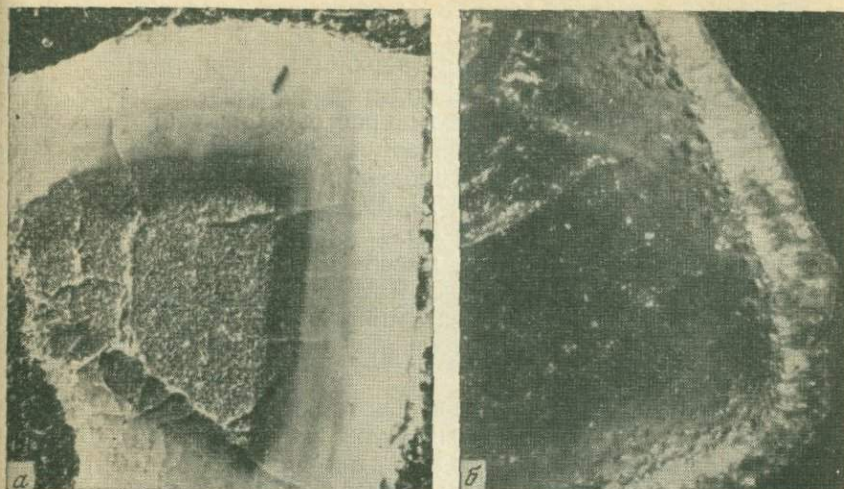
Таблица 14

Рентгеновская характеристика продуктов гидротермальной обработки вулканических стекол

Анод — Сг; $D = 57,3$ мм; $d = 0,3$ мм; $V = 30$ кВ; $I = 16$ мА; экспозиция 3 часа

Проба 27-35		Эталон адуляр (Михеев, 1957)		Проба 27-35		Эталон адуляр (Михеев, 1957)		Проба 28-35		Эталон энзильцим (Михеев, 1957)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	10,1					2	2,119	9	5,61	7	5,64
2	6,51			2	2,07	1	2,050	4	4,97		
1	5,92			1	2,00	2	1,999	4	3,71	1	3,72
3р	4,58	2	4,63	1	1,957	2	1,968	10	3,42	10	3,45
10	4,20	6	4,21	1	1,869	1	2,881	2	3,20		
2	3,95	1	3,94	1	1,839	2	1,843	6	2,92	10	2,92
9	3,79	4	3,77	3	1,792	8	1,792	2	2,70	5	2,686
2	3,03	2	3,63	1	1,672	2	1,763	2	2,54		
2	3,44	2	3,48	1	1,624	2	1,622	1	1,734	10	1,735
10	3,31	10	3,313	1	1,533	2	1,533	1	1,349	8	1,353
6	3,23	8	3,227	2	1,495	6	1,490	1	1,277	8	1,279
3	3,00	4	2,995	1	1,454	2	1,447	1	1,256	7	1,253
2	2,92	2	2,901	1	1,297	1	1,294	1	1,216	9	1,215
1	2,77	2	2,763	2	1,236	2	1,234				
3	2,60	6	2,560	1	1,273	2	1,273				
3	2,17	4	2,165	2	1,254	2	1,253				

Анализ выполнен Е. К. Васильевым (Институт земной коры СО АН СССР).



Фиг. 12. Обсидиан после гидротермальной обработки

a — разрез обломка, между центром образца и внешней раскристаллизованной зоной находится тонкий слой зеленовато-бурого стекла; в ядре неизменное обсидиановое стекло, шлифованный образец, увел. 36; *б* — скол обломка обсидиана, светлая каемка — вспучившееся гидратированное стекло, видны пузырьки удлиненной формы, увел. 36

2%-ный раствор K_2CO_3 ; давление насыщенного пара 144,4 бар; продолжительность опыта 36 часов.

Порошок стекла превратился в светло-серый слабосцементированный, тонкокристаллический агрегат. По данным рентгеноструктурного анализа кристаллическая часть представлена адуляром (табл. 14, обр. 27-35). Проба содержит аморфную фазу. В автоклаве обнаружены капли темно-бурой жидкости с битуминозным запахом.

б) Раствор K_2CO_3 заменен дистиллированной водой. Стекло оказалось менее раскристаллизованным, чем в предыдущем случае. Кристаллическая фаза по рентгеноструктурным константам ближе всего соответствует анальциму (обр. 28-35).

Опыт 5. Проба — обсидиан и перлит, фракция 1—3 мм; остальные условия те же, что и в предыдущем случае.

Обсидиановое стекло оказывалось измененным лишь до глубины около 0,1 мм. Светло-серая фарфоровидная масса резко сменяется переходной зоной, менее 0,05 мм, зеленовато-бурого стекла (фиг. 12, *a*) с показателем преломления $1,485 \pm 0,002$; причина снижения рефракции не найдена. Стекло из центральной части имеет $N = 1,490 \pm 0,002$.

Перлитовое стекло полностью превратилось в светло-серое фарфоровидное вещество.

Опыт 6. Проба — обсидиан, фракция 1—5 мм; заданная температура 500°; удельный объем пара около 1,2; расчетное давление свыше 3500 атм; длительность опыта 12 часов.

Опыт был поставлен дважды и в обоих случаях вскрытие автоклава показало, что имел место прорыв, хотя прокладка никаких видимых изменений не имела. Поверхность кусочков стекла приобрела несколько оплавленный вид и светло-серую окраску. Изучение свежих сколов под стереомикроскопом показало, что с поверхности стекло приобрело пенообразное строение. Форма пор овальная с нормальной ориентировкой длинных осей к поверхности вспененной оторочки (фиг. 12, б). Толщина оторочки относительно постоянная, около 0,15 мм. Показатели преломления стекол: вспученного $1,486 \pm 0,002$, массивного — $1,491 \pm 0,002$.

В свете изложенного выше материала по вулканическим стеклам, мы вновь вынуждены признать низкотемпературный (ниже $250-300^\circ$) характер условий гидратации вулканических стекол.

В заключение рассмотрим в общих чертах некоторые общие вопросы происхождения кислых вулканических стекол. Вторичная природа большей части воды в этих породах, как мы видели, не вызывает сомнений; подтверждается это и экспериментальными данными по растворимости воды в гранитном или близких к нему по составу расплавах. Как уже было выше отмечено, для удержания в расплаве 5,5% воды (среднее содержание в мухорталинских стеклах) необходимо значительное внешнее давление; по данным Р. Горансона, это давление при температуре 900° для расплава гранита достигает 850 и 720 атм для альбитового расплава (Goranson, 1931, 1936, 1938). По новым данным эти величины давления примерно того же порядка (Хитаров и др., 1959; 1963). Для сходных условий расплава альбитового состава, по данным Г. П. Орловой (1962), необходимо давление 1250 атм (при температуре 945°). Указанные величины соответствуют давлению на глубинах 5—7 км. Несомненно, что на таких глубинах образование крупных тел стекловатых метастабильных пород маловероятно, если вообще возможно, тем более когда исходный расплав содержит значительное количество летучих. Этот вывод не нов; Е. Шеперд в связи с изучением газов в вулканических стеклах подчеркивал «необычную, если нераздражающую» сухость обсидианов. Обращаясь к данным эксперимента, он отмечает следующее: «как показывают исследования Р. Горансона, мы не можем ожидать высокого содержания воды в любом из стекол, которое достигает поверхности в раскаленном виде» (стр. 339, 342; Shepherd, 1938).

Насколько существенна роль летучих в раскристаллизации расплава даже в условиях малых глубин, можно видеть на примере дайковых тел анортитовых трахитов (напоминающих в этом отношении лампрофиры), широко развитых в районе исследований. Дайки во всех случаях представлены раскристаллизованной породой, несмотря на малую мощность тел, которая местами не достигает полметра. При этом закаленные, стекловатые, эндоконтактные зоны, как исключение, превышают мощность в 2—3 см. Следует подчеркнуть, что эта картина характерна не

только для участка Утес, но и для выходов, расположенных на различных гипсометрических уровнях, за его пределами, где дайки анортотлазовых трахитов залегают среди различных пород как по составу, так и по возрасту. Эти данные исключают возможность связывания раскристаллизованности дайковых пород за счет внедрения их в горячий субстрат. О малой глубине формирования даек свидетельствует, в частности, наличие в породе пустот округлой, эллипсоидной, редко трубчатой формы. Гиалопорфировое строение эндоконтактовых оторочек даек показывает, что кристаллизация основной массы происходила на месте залегания породы. В этой связи наибольший интерес представляют концевые (слепые) части дайковых тел, на участке Утес.

В связи с затронутым вопросом представляют интерес особенности залегания и строения даек липарита в сланцах, изученные В. А. Вакаром (1932) в бассейне р. Колымы. Здесь порода из средних частей даек, несмотря на их малую мощность, раскристаллизована и содержит много пор. Признаков вторичных изменений в породах даек не наблюдается. О быстром застывании этих даек можно судить не только по наличию обсидиановых (по В. А. Вакару) зальбандов, но и по присутствию в липарите скелетных кристаллов кварца и почти одноосного санидина.

Некоторое представление о глубине образования мухорталинских вулканических стекол комендитового состава, развитых на участке Утес, в дополнение к уже изложенному, можно составить по комплексу минералов, образовавшихся при поствулканических процессах как в самих вулканических стеклах, так и в ассоциирующих с ними фельзитах. К таким минералам относятся адуляр, кристобалит, цеолиты и монтмориллонит. Исследования минералообразования в районах современного и молодого вулканизма показывают, что эти минералы образуются на малых глубинах (до 200—300 м). На большей глубине имеет место образование минералов, характерных для зоны пропилитизации (Набоко, 1962_{1, 2}; Коржинский, 1961; Набоко, Пийп, 1961; Steiner, 1953; Fenner, 1936). Среди измененных пород купола комендитового состава на глубине современного эрозионного среза пропилитизированные породы не наблюдались. Известно, что вулканические стекла, слагающие достаточно крупные тела, имеют кислый состав, который соответствует гранитной эвтектике, реже сиенитовой котектике. Эта особенность состава вулканических стекол особо подчеркивалась Д. С. Белянкиным (1937) и И. Фогтом (Vogt, 1923; 1931); последний считал, что расплавы данного состава склонны к переохлаждению, так как обладают не только высокой вязкостью, но и наименьшим запасом энергии.

Необходимой предпосылкой образования вулканических стекол из расплава является обеднение его летучими к моменту переохлаждения. Присутствующая в перлитах вода связана со вторичной гидратацией стекла во время его охлаждения или значительно позже, в условиях, близких к атмосферным.

Глава III

ШАРОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Среди кислых лав, в том числе вулканических стекол, постоянно присутствуют кристаллические образования, преимущественно с радиально-лучистой структурой; нередко эти включения в стеклах представлены хорошо образованными сферолитами.

Мухорталинские перлиты не являются исключением. Здесь широко проявился процесс частичной кристаллизации стекла с образованием шаровых тел. Для сбора полевого материала наиболее благоприятно месторождение Утес, где породы достаточно хорошо обнажены и имеются крупные участки свежих стекол, содействующих шаровым образованиям.

Шаровые тела в стеклах кислых лав уже давно привлекали внимание исследователей. Появление поляризационного микроскопа, а затем рентгеновского анализа дало возможность разрешить некоторые вопросы минерального состава этих сферических образований.

Не останавливаясь на ранних работах о сферических выделениях в кислых лавах, обзор которых приводится Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1923) и В. Кроссом (Cross, 1892), кратко рассмотрим классификацию этих образований, предложенную Г. Розенбушем в его книге по петрографии (Rosenbusch, 1887). Предполагаемая классификация изложена и в последующих изданиях этого автора, включая русский перевод переработанного издания этой книги (Розенбуш, 1934).

Г. Розенбуш выделяет следующие виды шаровых образований в изверженных породах: 1) кумулиты — микроскопические шаровые скопления мельчайших дисков, без заметной ориентировки; 2) глобосфериты — тоже с радиальным строением; 3) граносфериты — шаровидные скопления зерен полевого шпата и кварца без радиального строения; 4) сферокристаллы¹ — мономинеральные радиально-лучистые шаровые выделения, сложенные хорошо диагностируемым минералом; 5) псевдосферолиты — шаровые

¹ Е. Ленгьел к сферокристаллам относил те из шарообразных кристаллических агрегатов радиально-лучистого или концентрического строения, которые сложены анизотропным веществом, в отличие от сферолитов, в которых должно преобладать аморфное вещество (Lengyel, 1937).

выделения радиально-лучистые, состоящие из нескольких минералов, различимых под микроскопом; б) фельзосфериты или сферолиты с микрофельзитовой структурой, отдельные минеральные виды под микроскопом в них неразличимы.

Первые три вида шаровых образований редки и не играют той значительной роли, которая принадлежит сферолитовым образованиям трех последних видов. Поэтому здесь рассмотрен вопрос рациональности терминологии и выделения последних трех видов.

Пользуясь этой классификацией при изучении сферолитовых образований в вулканических стеклах и других эффузивных породах, автор пришел к убеждению, что от термина «псевдосферолит» следует отказаться в отношении указанных образований.

Радиально-лучистое строение сферолитов — прежде всего генетический признак, отражающий особые условия кристаллизации веществ (Тамман, 1935; Иоффе, 1944; Кузнецов, 1954; Шубников, 1957; Keith a. Padden, 1963). С этой позиции нельзя признать удовлетворительным применение термина «псевдосферолит» к кристаллическим полиминеральным агрегатам, которые по морфологии и условиям образования обладают всеми признаками сферолитов. Еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1923) отмечал неудачность термина «псевдосферолит» в понимании его Г. Розенбушем; ранее сходное мнение было высказано В. Кроссом (1892).

Для понимания генезиса и морфологии сферолитов и других образований, в частности скелетных прорастаний, весьма интересны исследования механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа, проведенные проф. А. А. Бочваром (1935) в связи с изучением сплавов металлов. В качестве исходных веществ для рабочей модели были взяты органические соединения, дающие эвтектические сплавы. Эти исследования показали, в частности, что значительное переохлаждение сплавов эвтектического типа всегда приводит к образованию сферолитов эвтектического состава, причем с увеличением степени переохлаждения внутренняя структура сферолитов оказывается все тоньше и тоньше вплоть до криптокристаллического строения, при котором агрегат волокон не оказывает заметной реакции на поляризованный свет.

Применение термина сферокристалл правомерно лишь к тем сферическим мономинеральным кристаллическим образованиям, которые возникли в результате роста с расщеплением единого кристаллического неделимого (Иоффе, 1944; Шубников, 1957; Григорьев, 1961), а не вследствие радиального роста из нескольких центров кристаллизации. Последний тип кристаллизации, как известно, характерен для природных сферолитов. Классификация сферолитов Г. Розенбуша не получила широкого распространения, однако и теперь имеются попытки применить ее без каких-либо оговорок, что не может быть признано правильным.

В последнее время ряд вопросов, касающихся сферических образований, в том числе классификация их в горных породах, минералах и рудах, был рассмотрен М. А. Кашкаем (1963). Не вдаваясь в разбор предлагаемой М. А. Кашкаем классификации сферических образований и пород, содержащих их, что отвлекло бы слишком далеко от основной нашей темы, следует отметить, что некоторые из предложенных терминов не только неблагозвучны, как, например, сферолитолит (кислые эффузивные породы, содержащие сферолиты), но и едва ли уточняют петрографическую терминологию. К таким терминам, например, относятся сферические эффузивы (тела, в составе которых преобладают породы с шаровыми структурами). Нельзя согласиться также с тем положением автора, что все орбикулярные граниты и диориты являются интрузивными образованиями. В настоящее время на ряде природных объектов доказана метаморфическая природа этих пород (Менерт, 1963; Румянцева, 1962; Елизарьев, 1962; Conybeare, 1951; Simonen, 1941; Erdmansdörffer, 1942; Goodspeed, 1942; Beyer, 1954; Grolier, 1961).

В табл. 15 приведена предлагаемая нами классификация сферолитов вулканических пород.

Таблица 15

Классификация сферолитов по структурным признакам и составу

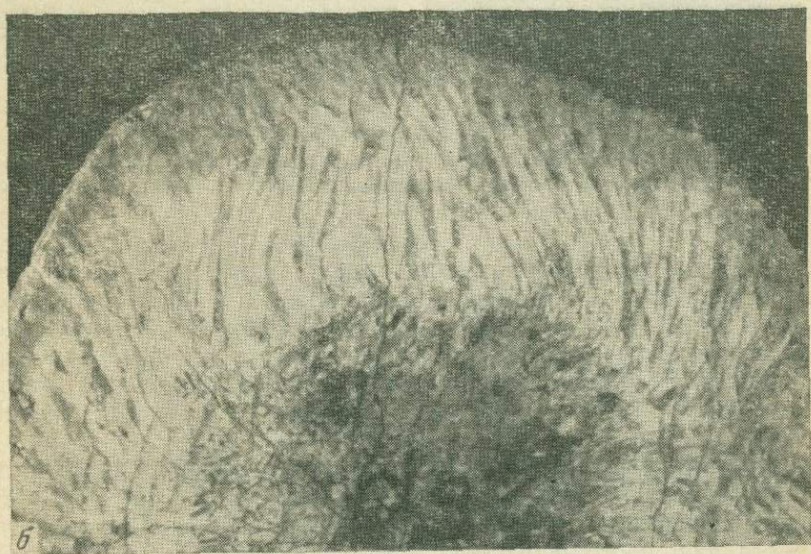
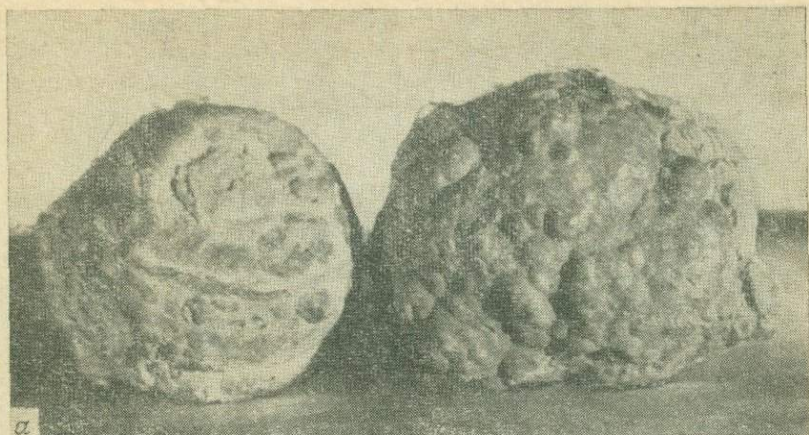
Мономинеральный		Полиминеральный		
Монокристалл	Поликристаллический агрегат		Простого строения	Сложного строения
	простой	сложный		
Рост из одного центра (расщепляющийся кристалл)	Рост из одного центра	Рост из многих центров	Рост из одного центра	Рост из многих центров

В изученных нами стеклах и стекловатых породах широким развитием пользуются кристаллические включения радиально-лучистого строения; форма таких образований варьирует от правильных одиночных сферолитов до сложных сферолитовых сростков.

Залегание сферолитов среди свежих стекол — благоприятное условие для их изучения, так как при этом исключается влияние вторичных процессов на структуру и состав сферолитов.

Последнее обстоятельство имеет важное значение для изучения дифференциации вещества при кристаллизации сферолитов из стеклоподобного расплава.

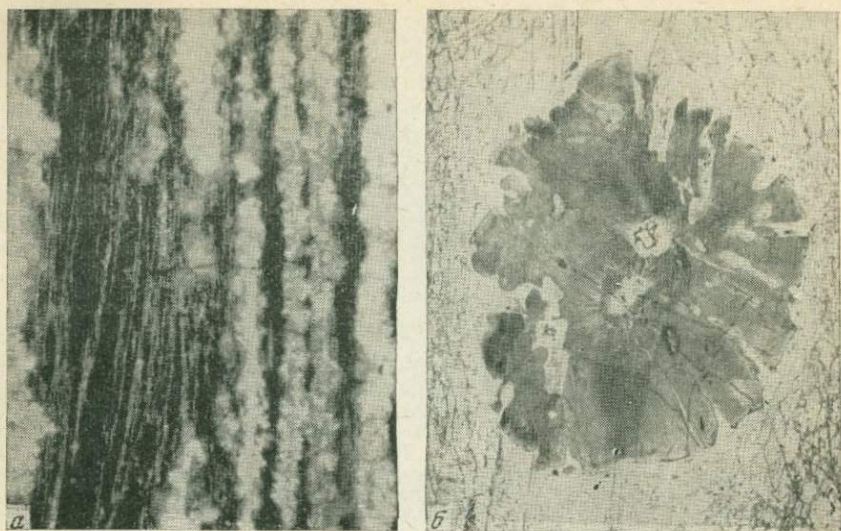
Одиночные сферолиты из стекол, главным образом участка Утес, внешне напоминают шары от нескольких миллиметров до 5, редко 8 см в диаметре. Поверхность шаров различная: от гладкой до бугорчатой (фиг. 13, а). Отдельные бугорки представляют либо выступающую часть пучка волокнистых кристаллов, либо



Фиг. 13. Сферолиты из вулканического стекла Мухор-Талы

a — внешняя форма сферолитов, уменьшено в 1,5 раза; *б* — разрез (радиальный) краевой части сферолита; видны отдельные пучки волокнистых кристаллов, полированный образец, увел. 3,5

отдельный сферолит, сидящий на поверхности более крупного (фиг. 13, б). При срастании сферолитов примерно одинаковых размеров образуются характерные сростки гроздевидной формы. Наиболее широко распространены в стеклах скопления сферолитов в виде полос, располагающихся согласно с флюидальной текстурой стекла (фиг. 14, а). Из описания морфологии сферолитов



Фиг. 14. Сферолитовые образования

a — разрез лентообразных скоплений сферолитов в перлите, шлифованный образец, увел. 1,5; *б* — разрез сферолита из вулканического стекла; шлиф, без анализатора; увел. 7

мухорталинских вулканических стекол видно, что они не отличаются от сферолитов, описанных в кислых вулканических стеклах многих других районов, в частности на широко известном мысе Агатовом, побережье оз. Верхнее, Канада. Здесь кварцевые порфиры, содержащие сферолитовые глобулы, описаны Т. Тантоном (Tanton, 1925), Д. Бейном (Bain, 1926) и Д. Грейгом (Greig, 1928).

Внутри изученные сферолиты не всегда имеют радиально-лучистое строение. Одиночные сферолиты крупных размеров (3—8 см) обычно внутри сложены отдельными пучками волоконистых кристаллов, часто изогнутых, которые к периферии сферолита становятся более тонковолокнистыми и, расширяясь, образуют относительно правильный шар (фиг. 14, б). В этих сферолитах между отдельными пучками кристаллов присутствует свежее прозрачное стекло с показателем преломления 1,500—1,503. Сферолиты небольших размеров (менее 0,5 см) не содержат заметных включений стекла и имеют правильную радиально-лучистую структуру.

Цвет вещества сферолитов чаще светло-серый, желтоватый или буроватый, к периферии интенсивность бурой окраски усиливается.

На полированных образцах и в шлифах, а в ряде случаев прямо в обнажении хорошо заметно, как флюидальные полосы в

стекле пересекают сферолиты, в общем не изменяя своего направления. Это явление широко известно для сферолитов кислых стекол. Но не всегда флюидальные полосы точно сохраняют свое направление, пересекая сферолит или проходя вблизи него. Как показали наблюдения, нередко замечается небольшое изгибание флюидальных полос к периферии сферолита, при этом максимальный изгиб наблюдается у поверхности сфероида с его внешней стороны. Этот факт свидетельствует о том, что в момент кристаллизации сферолитов стекло обладало некоторой способностью к растеканию. В некоторых случаях с растеканием связано четковидное строение полос, образованных сферолитами уплощенной формы (фиг. 15, а).

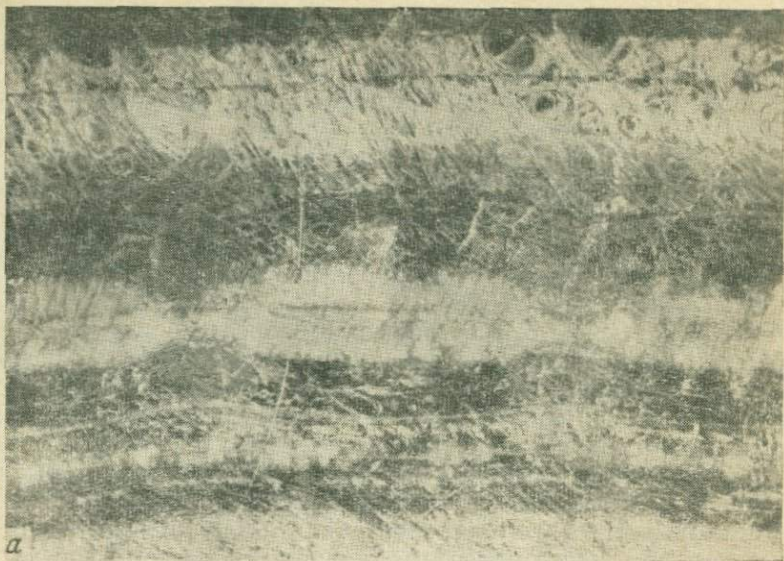
В зависимости от соотношения скоростей кристаллизации стекла и его течения, а возможно, и от вязкости промежулки между разобщенными частями кристаллических новообразований оказывались только частично заполненными стеклом. Продолжающаяся кристаллизация приводила к закруглению разорванных концов волокнистого агрегата, а те участки, которые оказались не заполненными стеклом, служили местом отложения кремнекислоты в виде геля, кристобалита или тридимита и более низкотемпературных минералов: кварца и цеолитов (фиг. 15, б).

Изучение лентообразных сферолитовых скоплений показало, что в случае нахождения этих образований в местах, где стекло обтекало препятствие, в данном случае кристаллический агрегат фельзита, рельеф поверхности агрегата закономерно связан с направлением движения стекла. Причину этого можно видеть в различии условий кристаллизации, которые были вызваны ориентированными напряжениями, возникшими на поверхности кристаллизующихся участков. Противоположные поверхности уплощенных включений испытывали действие сил, направленных в противоположные стороны, вследствие тормозящего действия на поток препятствия.

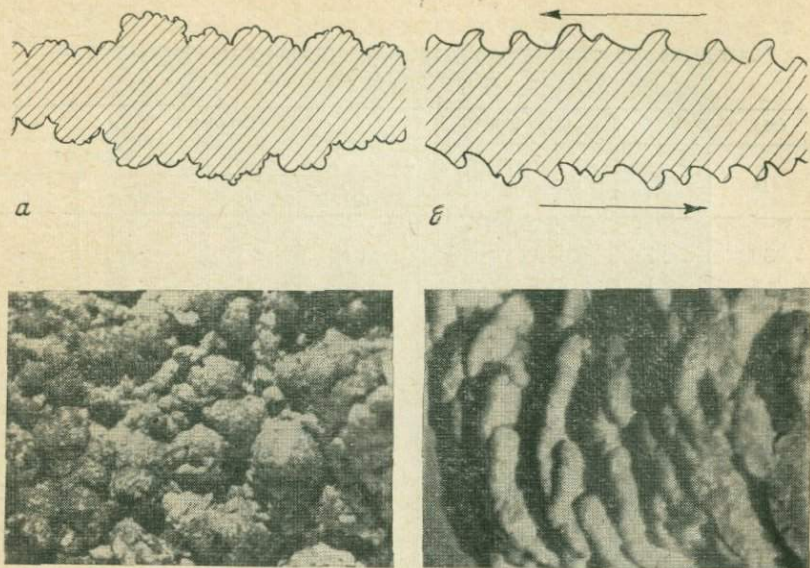
Этот признак может служить одним из критериев при выяснении направления движения потока. На фиг. 16 изображены сферолитовые образования, извлеченные из стекла, прилегающего к фельзитовому телу.

Кроме отмеченных выше разновидностей сферолитов на участке Утес в стеклах встречаются полые сферолиты. Эти сферолиты редко бывают правильной округлой формы; размер их достигает 10 см. Полость внутри сферолита нередко составляет больше половины его объема и во всех наблюдавшихся случаях оказывалась частично или полностью выполненной минералами кремнезема (фиг. 17, а).

Микроскопическое изучение описываемых сферолитов позволяет в основном выяснить их общие структурные особенности. Минеральный состав сферолитов ввиду ничтожного поперечного размера кристаллов трудно определить под микроскопом, и для его выяснения применялся фазовый рентгеноструктурный анализ.



Фиг. 15. Особенности расположения сферолитовых агрегатов
a — четковидное расположение сферолитов в вулканическом стекле; пришлифованная поверхность; увел. 1,5; *б* — полость в лентообразном скоплении сферолитов, выполненная минералами кремнезема и цеолитами; шлиф, без анализатора, увел. 30



Фиг. 16. Характер поверхности и разрезы сферолитовых включений из вулканического стекла

а — при образовании в обычных условиях; *б* — в условиях односторонней нагрузки, образец извлечен из стекла вблизи верхней части крупного тела фельзита, стрелками указано направление нагрузки

Вещество сферолитов (пробы 27-58; 106а-58), по данным рентгеноструктурного анализа, представлено в основном кристаллическими фазами. Свободная кремнекислота находится главным образом в виде α -тридимита (табл. 16, фиг. 18). Среди лучей салических минералов сферолитов нередко можно видеть их темно-цветную кристаллическую часть (около 1%), представленную мельчайшими кристалликами высокопреломляющего минерала, вероятно пироксена. Скопления имеют ветвистую, в общем радиально направленную, форму (фиг. 17, б). Морфология этих скоплений свидетельствует о том, что их кристаллизация происходила по мере роста сферолита.

К. Танида (Tanida, 1961) приводит для сферолитов из обсидианов и стекловатых липаритов следующий состав: щелочные полевые шпаты, кристобалит и немного тридимита. Сферолиты в кислых стекловатых породах Закарпатья, по данным В. В. Наседкина (1963), содержат 30—38% кристобалита, а сферолиты из вулканических стекол Мухор-Талы 29—41% тридимита.

В большинстве случаев в полостях преобладает полупрозрачный халцедон ($N=1,535-1,545$; удлинение отрицательное), нарастающий на тонкий (0,5—2 мм) слой кристобалитового халцедона (люссатита, $N=1,435-1,440$); во всех случаях наблюдались

Рентгенометрическая характеристика минералов сферолитов ранней кристаллизации

Обр. 27-58		Обр. 106а-58		Эталон			
d/n	I	d/n	I	Пол. шпат		Тридимит	
				d/n	I	d/n	I
4,639	23	4,639	19	4,63	20	—	—
4,218	20	4,213	24	4,21	60	—	—
4,121	93	4,121	100	—	—	4,12	100
3,778	50	3,778	29	3,77	40	—	—
3,743	40	3,743	29	—	—	3,73	90
3,575	20	3,595	10	3,61	20	—	—
—	—	3,312	24	3,31	100	—	—
3,234	100	3,234	80	3,23	80	3,23	50
—	—	2,861	12	2,90	20	—	—
—	—	2,803	10	2,76	20	—	—
2,493	20	2,510	22	—	—	2,49	70
—	—	2,331	10	2,33	20	—	—
—	—	2,145	5	2,17	40	—	—
—	—	1,930	7	—	—	1,95	50
—	—	1,774	15	2,79	80	—	—

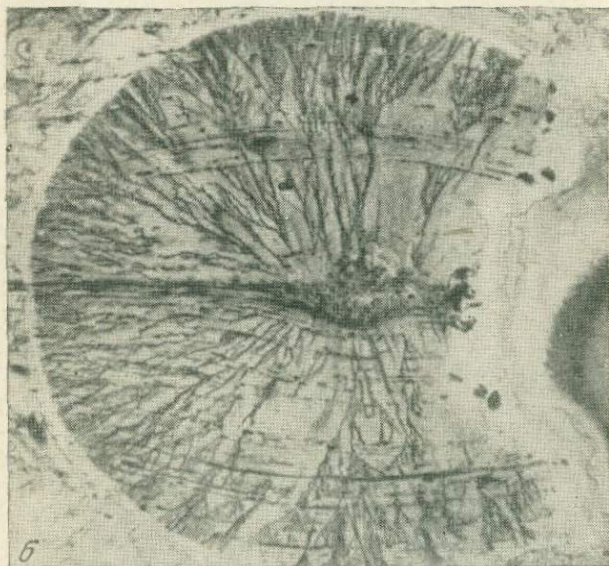
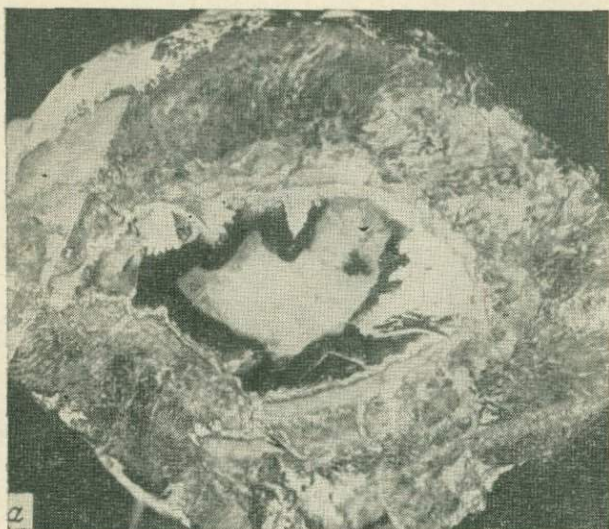
либо параморфозы кварца по тридимиту, либо лишь халцедоновые «слепки» с поверхности сдвойникованных кристаллов тридимита, оказавшегося полностью растворенным. Реже в полостях присутствует крупнозернистый кварц и опаловидный кристобалит ($N=1,445-1,465$).

Кристаллизация стекла вокруг полостей происходила одновременно из большого числа центров, иногда в несколько ярусов с образованием сложного сферолита почковидной или гроздевидной формы.

В обнажениях и крупных образцах хорошо видно, как полосы флюидальной текстуры, расположенные параллельно в стекле, достигают поверхности полого сферолита, проходят через нее и изгибаются, обтекая покое пространство центральной части сферолита. Это свидетельствует о возникновении свободного пространства в стекле до его полной консолидации. Кристаллизация сферолитов происходила до окончательного затвердевания стекла, что подтверждается присутствием в стекле расколотых сферолитов со следами затекания стекла в трещины (фиг. 17, а).

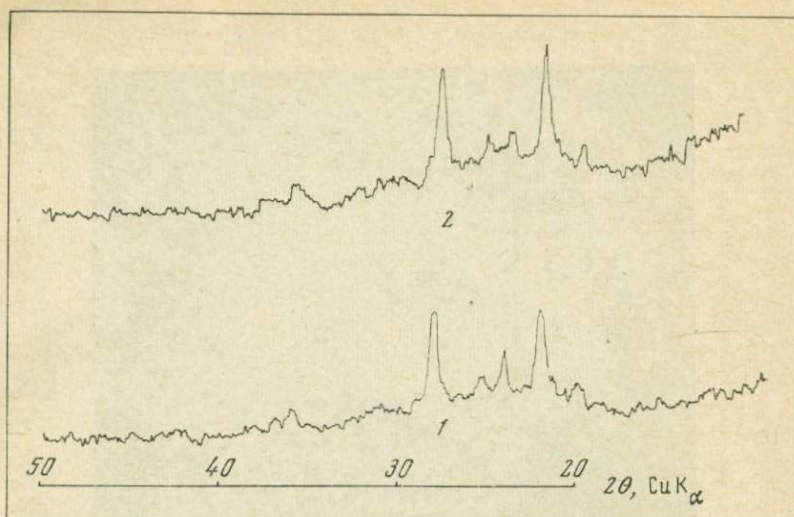
В стеклах исследованного района не были встречены типичные полые сферолиты чешуйчатого строения типа литофиз¹, известных

¹ Мелкие (до 0,5 см) литофизы наблюдались в стекле из закаленной части дайки анортноклазового трахита.



Фиг. 17. Разрезы сферолитов

а — полый сферолит; полость выполнена опаловидным кристобалитом (люссатитом) — светлое, халцедоном (темное) и кварцем (средняя часть); у стенки полости видны следы пластинчатых кристаллов тридимита, натур. вел.; *б* — видны ветвистые выделения темноцветного минерала (авгита); шлиф, без анализатора, увел. 180



Фиг. 18. Дифрактограммы вещества сферолитов

1 — обр. 106а-58; 2 — обр. 27-58

в обсидианах Иеллоустонского парка и впервые описанных Д. Иддингсом (1887). Литофизы по условиям залегания, как это следует из описаний Д. Иддингса, Д. Паркинсона и Ф. Райта, характерны для стекол потоков (Wright, 1915, 1916; Parkinson, 1901).

Структура крупных сферолитов (более 1 см) имеет относительно радиально-лучистое строение лишь в их периферийной части. Ближе к центру отчетливо выделяются отдельные пучки волокнистых кристаллов. Эти агрегаты волокон переплетены между собой, но сохраняют общую радиальную ориентировку; в центральной части сферолита они распадаются, приобретая пятнистую микрофельзитовую структуру. Последняя особенность сближает эти сферолиты с некоторыми литофизами, изученными Ф. Райтом (Wright, 1915) в обсидианах Исландии.

Мелкие сферолиты, центры которых обычно совпадают с флюидально расположенными скоплениями микролитов или других кристаллических включений, имеют хорошо выраженную радиально-лучистую структуру. Если несколько таких сферолитов, примерно равных размеров, приходят в соприкосновение, то граница между двумя соседними сферолитами проходит по прямой — признак, указывающий на одновременность их роста (Попов, 1905).

Микролиты пироксена и магнетита, положение которых в стекле хорошо контролируется флюидальной текстурой, оказавшись внутри сферолитов в большей части сохраняются, при этом микролиты пироксена несколько мутнеют.

Флюидалные полосы бурого стекла, оказавшись в пределах сферолита, прослеживаются внутри его по светлой розовато-бурой окраске.

Вторичная кристаллизация вулканических стекол, наложенный характер которой хорошо устанавливается по присутствию в породе реликтов перлитовой текстуры, вызывает перекристаллизацию первичных сферолитов и потерю ими радиально-лучистой структуры.

Перекристаллизация обычно начинается в нескольких участках сферолита. Если порода сильно изменена, что находит свое отражение в укрупнении ее зернистости, то сферолиты оказываются полностью перекристаллизованными и плохо отличаются от основной массы породы. Буроватая окраска сферолитов при их изменении исчезает.

При описании фельзитов отмечалось, что в стеклах нередко присутствуют фельзитовые тела такситового или брекчиевого сложения, которые на поверхности, а в случае стекловатого цемента брекчии и внутри тел (на поверхности обломков) содержат многочисленные сферолиты или, точнее, части сферолитов, образовавшиеся за счет кристаллизации стекла. Такое строение поверхности фельзитовых тел, отпрепарированных от стекловатой породы выветриванием, можно спутать с явлениями проявления коррозии тел лавой. Тем более что эти пограничные сферолиты часто имеют тонкокристаллическое сложение, внешне слабо отличаясь от породы своего основания.

Различная устойчивость к выветриванию вулканических стекол и стекловатых пород с одной стороны и полнокристаллических фельзитовых — с другой, может привести к накоплению последних, и вследствие этого истинное соотношение между этими породами искажается.

Изложенные выше материалы показывают, что сферические тела, развитые среди вулканических стекол в районе Мухор-Талы, относятся к типичным сферолитовым образованиям, присутствие которых в кислых вулканических стеклах не является редкостью. Эти выводы находят многочисленные подтверждения в хороших обнажениях, вскрытых в карьерах при разработке месторождений.

Происхождение сферолитов и, в частности, в кислых лавах уже давно является предметом исследований; к ранним из них относится работа А. Лагорио (Lagorio, 1887), освещающая вопросы кристаллизации минералов из магмы. В этой работе были опубликованы результаты анализов сферолитов и вмещающих их вулканических стекол, представляющие интерес и в настоящее время. А. Лагорио относил сферолиты в вулканических стеклах к первичным продуктам кристаллизации магм. Д. Джедд (Judd, 1875) на основании изучения сферолитовых пород пришел к выводу, что центрами кристаллизации сферолитов являются главным образом мельчайшие пустотки (пузырь-

ки газа) и что на процесс кристаллизации оказывает влияние газовая фаза.

Несколько позже Д. Иддингс (Iddings, 1892) и В. Кросс (Cross, 1892) на основании изучения обширного фактического материала по сферолитам — первый в лавах Иеллоустонского парка, второй — в лавах штата Колорадо, публикуют работы, специально посвященные происхождению сферолитов.

В. Кросс полагал, что образование сферолитов происходило в условиях полного или почти полного затвердевания лавы, при этом во многих случаях кристаллизации сферолитов предшествовало обособление коллоидального кремнезема, не исключалось при этом влияние воды. В. Кросс считал, что в образовании сферолитов участвует коллоидальная SiO_2 , потому что изучавшиеся им сферолитовые фельзиты были окремнены. Мы считаем, что окремнение — вторичный процесс по отношению к сферолитовой кристаллизации в стекле.

По данным Д. Иддингса, кристаллизация первичных сферолитов в вулканическом стекле начинается в тот момент, когда вязкость расплава близка к максимальной и он теряет способность течь; процесс кристаллизации протекает быстро; присутствие минерализаторов способствует раскристаллизации стекла; выделяющееся при кристаллизации сферолитовое тепло оказывает наряду с другими факторами влияние на форму сферолитов.

Эти представления Д. Иддингса в основном разделялись и последующими исследователями. Для понимания условий, в которых происходит образование сферолитов, многое было выявлено экспериментальными исследованиями, показавшими, что сферолиты возникают в переохлажденных силикатных расплавах, способных давать стекла. Для многих стекол были найдены оптимальные условия образования сферолитов (Тамман, 1935, 1933; Пономарев, 1933, 1953; Бочвар, 1935) и др.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1884, 1905, 1923, 1935), уделивший много внимания вопросам генезиса сферолитовых тел в некоторых основных породах и склонявшийся к объяснению их происхождения путем ликвации, образование сферолитов в кислых вулканических стеклах считал примером настоящей кристаллизационной дифференциации, в результате которой возникают сферолиты, несколько отличающиеся от вмещающей их породы повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей (Левинсон-Лессинг, 1940).

Кристаллизационная дифференциация и для кислых лав не всегда привлекалась для объяснения различий химического состава сферолитов и вмещающей их основной массы породы. Т. Тантон (Tanton, 1925), изучивший кварцевый порфир с мыса Агатовый на побережье Верхнего Озера, считал, что глобулы, присутствующие в этих породах, образовались в результате ликвации в лаве.

В публикациях, вышедших вскоре после статьи Т. Тантона (Bowen, 1926; Vain, 1926; Greig, 1928), давались иные объяснения образования глобулей в породах мыса Агатовый.

Особого внимания заслуживает работа И. Грейга, лично посетившего обнажения, описанные Т. Тантоном. В этой работе содержится более полная, чем у Т. Тантона, характеристика пород и условий нахождения в них глобуль, которые, как оказалось, сложены не стеклом, а тонкозернистым кристаллическим агрегатом. Из описаний пород мыса Агатовый совершенно естественно напрашивается вывод о том, что лавы этого района и по составу, и по развитым в них кристаллическим образованиям являются полными аналогами кислых лав других районов.

И. Грейгом исключительно убедительно было показано, что глобули в кварцевых порфирах мыса Агатовый являются обычной формой сферолитовой кристаллизации кислых лав и не могут служить примером ликвации. Напомним, что И. Грейг одним из первых экспериментально установил явление ликвации в силикатных расплавах (Greig, 1927_{1, 2})¹.

Порода, описанная Т. Тантоном, является не чем иным, как сферолитовым фельзитом или сферолитфельсом, которые, как известно, часто залегают совместно с вулканическими стеклами и, как правило, несут следы вторичных изменений, что и имеет место в данном случае. Д. Бейн (Vain, 1926), производивший химический анализ глобуль, наблюдал в них жилки агата: последний присутствует и в породе, вмещающей глобули.

В последние годы опубликован ряд работ с описанием некоторых случаев нахождения сферолитов в кислых эффузивных породах. В этих работах образование сферолитов рассматривается как кристаллизация глобулей или капель, обособившихся в расплаве путем его ликвации на две различные по составу жидкости (Воловикова, 1955; Лебединский, Мо Ке-минь, 1958; Елисеева, 1960; Кашкай, Мамедов, 1961; Джрбашян, 1961; Бурьянова, Фаворская, 1961; Воловикова, Елисеева, 1962; Зайченко, Фаворская, 1963; Мнацаканян, 1963; Карапетян, 1963; Джрбашян, Фаворская, 1963).

И. М. Воловикова (1955) изучала сферолитовые породы верхнепалеозойского возраста Чаткальского и Кураминского хребтов (Средняя Азия). Здесь сферолиты находятся в фельзитах и кварцевых порфирах; среди первых выделены сферокристаллы и каплеобразные сферолиты. Сферокристаллы имеют полевошпатовый и кварц-полевошпатовый состав. Образование сферокристаллов связывается с обычной сферолитовой кристаллизацией стекловатой лавы. Каплеобразные сферолиты имеют состав, близкий составу калиевого полевого шпата. Образование этих сферолитов объясняется возникновением в расплаве эмуль-

¹ Есть русский перевод. Сб. «Классические работы по физико-химии силикатов». Л., ОНТИ, 1937.



Фиг. 19. Сферолитовый фельзит. Закультинское месторождение вулканических стекол (Читинская область); поверхность скола $\frac{4}{5}$ натур. вел.

сионных капель вещества, обогащенного щелочами. Эти сферолиты сформировались до затвердевания породы.

Состав и структура породы, содержащей каплеобразные сферолиты, рассматриваются И. М. Воловиковой как первичные. Между тем из описания этой породы видно, что она несет явные признаки вторичных изменений.

Например, и в сферолитах, и во вмещающей их фельзитовой основной массе присутствуют реликты перлитовой отдельности; последняя, как хорошо известно, образуется в твердой породе (стекле). В породе и, в частности, в сферолитах наблюдается серицит — характерный минерал для измененных кислых вулканических пород, обогащенных калием в результате вторичных процессов.

Описание каплеобразных сферолитов из кислых эффузивов Кураминского хребта имеется также у О. П. Елисейевой (1960). Породы, содержащие эти образования, как и сферолитовые породы Чаткальского хребта, несут следы вторичных изменений, с чем, вероятно, и связано резкое преобладание в них калия над натрием. Последнее, как известно, весьма характерно для пород, измененных поствулканическими гидротермальными процессами.

Сходные по облику и минеральному составу измененные породы развиты и на Мухорталинском месторождении. Образцы, полностью аналогичные тем, которые описаны И. М. Воловиковой (1955) (фиг. 19), были встречены нами на Закультинском месторождении вулканических стекол (Читинская область) среди измененных фельзитов.

Каплеобразные сферолиты, описанные В. И. Лебединским и Мо Кэ-Минем (1958), обнаружены среди лав Калганского комп-

лекса (КНР) в стекловатой кислой лаве, которая наряду с другими породами присутствует в виде обломков в туфобрекчии.

Последняя имеет сильно разрушенный цемент, имеющий вид глинистой массы. Образование каплеобразных сферолитов авторы объясняют ликвацией в лаве, ссылаясь главным образом на различия химического состава сферолитов и вмещающей их стекловатой породы и форму сферолитов.

Оставляя пока в стороне вопрос о химизме лавы Калганского комплекса, заметим, что морфология сферолитов из этой лавы типична для сферолитовых образований кислых лав, а также искусственных стекол.

М. А. Кашкай и А. И. Мамедов (1961), изучавшие перлиты и обсидианы Закавказья, отмечают широкое развитие в этих породах сферолитов. Касаясь генезиса последних, часть из них, обогащенных натрием или калием в сравнении с вмещающим их стеклом, они связывают с ликвацией магмы не только в субвулканических условиях, но и в типично эффузивной обстановке. В результате ликвации происходило обособление из расплава второй жидкой фазы в виде небольших скоплений, которые под действием сил поверхностного натяжения принимали округлую форму.

Из описания условий нахождения каплеобразных сферолитов в вулканических стеклах и фотографий образцов этих пород, которые даются М. А. Кашкаем и А. И. Мамедовым в их работе, видно, что этот тип сферолитов морфологически аналогичен сферолитовым образованиям, возникающим в результате сферолитовой кристаллизации переохлажденного расплава.

Р. Т. Джрбашян (1961) описал сферолитовые породы, обнаруженные им в Базумском хребте (Армянская ССР). Сферолитовая порода приурочена к верхней части частично размытой экструзии липаритового и липарит-дацитового состава. Шаровидные сферолитовые образования приурочены главным образом к определенным плоскостям; они часто образуют почковидные или «бородавчатые» скопления. Основная масса породы и цементируемые ею шарики имеют в основном кристаллическое строение, в них наблюдаются вкрапления полевого шпата. Структура шариков неоднородна.

Сферолиты в лавах окрестностей с. Гамзачиман Р. Т. Джрбашян, за редким исключением, склонен относить к образованиям ликвационного происхождения. Это, по его мнению, подтверждается тем, что 1) шаровые образования имеют различную степень раскристаллизованности (разнообразие структур), 2) им присуща шарообразная или овальная форма с «мягкими» контурами в отличие от сферокристаллов, имеющих угловатые зубчатые очертания, 3) наличие почковидных и бородавчатых сростков шариков и присутствие их в виде полос, которые возникли в результате движения расплава, состоящего из шаровидных обо-

соблений и цементирующей массы, 4) состав шариков резко отличается от цементирующей массы по содержанию главных окислов и содержанию элементов-примесей и, наконец, 5) сферолиты и цементирующая масса имеют сложный химический состав; этим ликвационные сферолиты отличаются от сферолитов, возникающих при кристаллизации стекла.

Условия нахождения сферолитов лав окрестностей с. Гамзачиман, их структурные и текстурные особенности, а также состав, по нашему мнению, дают основание рассматривать эти породы как обычные сферолитовые фельзиты, которые, как известно, являются обычной структурной разновидностью кислых эффузивных пород, возникающих в переходных зонах между вулканическими стеклами и полнокристаллическими породами и нередко несут на себе следы вторичных изменений. Все пять пунктов, перечисленных выше, в основном характеризуют сферолитовые фельзиты.

Предположение о ликвационной природе некоторых шаровых образований в кислых лавах Южного Сихотэ-Алиня было высказано И. З. Бурьяновой и М. А. Фаворской (1961). Изложенные в этой работе данные по морфологии, структуре и составу шаровых образований, привлекаемые в качестве подтверждения ликвации расплава, полностью совпадают с таковыми обычных кислых сферолитовых лав, достаточно хорошо изученных во многих районах.

В сборнике «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» (1963) рассмотрены вопросы происхождения шаровых образований в кислых лавах.

Во введении к этому сборнику делается попытка параллелизовать закалку лавовых потоков и краевых зон экструзивных куполов кислых лав закалкой экспериментальных проб, получаемых путем плавок шихт, богатых летучими. Не касаясь вопросов физико-химических условий становления природных расплавов, которые во многом отличаются от условий плавления и остывания искусственных шихт, необходимо отметить тот факт, что богатые летучими силикатные расплавы обладают весьма высокой способностью к кристаллизации. Это обстоятельство при экспериментальных работах вынуждает производить закалку в течение малых отрезков времени, часто практически мгновенно. Например, даже системы силикат — сульфид и, в частности, одна из них — $MnSiO_2 - FeS$, в объеме небольшого тигля требует быстрой закалки для приведения ее в устойчивое ложноравновесное состояние, в противном случае никакой картины ликвации или шлировых скоплений в пробе не будет (Гинзберг, 1937).

М. В. Фаворская (1963) указывает на необходимость физико-химической интерпретации явлений, наблюдаемых в кислых лавах, и пытается обосновать наличие следов ликвации в этих породах, игнорируя весь обширный фактический материал по

вязкости кислых силикатных расплавов и формированию наблюдаемых текстур в лавах, особенностям их кристаллизации, содержанию в них газов и влиянию последних на физические свойства лав, а также ряд других данных, полученных в результате изучения как природных, так и искусственных стекол.

Между тем данные вулканологии показывают, какое влияние оказывает вязкость расплава на характер извержений и форму тел эффузивно-экструзивных пород. Как известно, эта зависимость достаточно четко отражается на внутреннем строении пород.

Изучение вязкости лав различного состава, основанное как на данных лабораторных исследований, так и на наблюдениях за движением лавовых потоков, показало, что лавы кислого состава обладают вязкостью в тысячи и десятки тысяч раз более высокой, чем основные. До недавнего времени значительная длина некоторых потоков риолитовых стекол, в частности стекол Иеллоустонского парка, находилась в противоречии с данными о высокой вязкости кислых лав. Это противоречие было разрешено, как и предполагал Н. Боуен (Bowen, 1934), в результате детальных полевых исследований. Действительно, исследования недавних лет (Boyd, 1961; Бойд, 1963; Смит, 1963) показали, что среди кислых лав Иеллоустонского парка широко развиты потоки сваренных туфов или, по терминологии Р. Смита, пепловые потоки.

Вязкость природных вулканических стекол была детально изучена М. П. Воларовичем, А. А. Леонтьевой, Л. И. Корчемкиным (Воларович, Леонтьева, 1937^{1,2}; Леонтьева, 1938, 1940; Воларович, Леонтьева, Корчемкин, 1940). Эти исследования показали, что в интервале температур 850—1150° вулканические стекла имеют вязкость порядка 10^8 — 10^{11} пуаз. Аналогичные данные были получены И. Н. Явицем (Явиц, 1962; Наседкин, Явиц, 1962).

Количественных данных о воде как факторе, снижающем вязкость силикатных расплавов, немного. Одно из первых исследований этого вопроса мы находим в работе А. А. Леонтьевой (1940), показавшей, что при температуре около 1000° в результате потери обсидианом около 0,1% летучих его вязкость возрастает.

Позже Г. Сосье (Saucier, 1952) измерил, весьма приближенно, вязкость ретинитового стекла¹ при давлении насыщенного пара 160 атм и температуре 980°. Вязкость оказалась равной приблизительно $7,9 \cdot 10^6$ пуаз. При тех же температуре и атмосферном давлении смоляной камень имеет вязкость около $2,3 \times 10^9$ (Леонтьева, 1940). Сравнивая эти две величины, можно сказать, что в первом случае вязкость стекла оказалась в 300 раз ниже.

¹ Ретинит — смоляной камень, пехштейн.

Очень интересные данные по этому вопросу были получены И. Фридманом, В. Лонгом и Р. Смитом (Friedman a. oth., 1963), которые исследовали вязкость риолитового стекла в температурном интервале 350—850°, при давлении водяного пара до 68,9 бар и содержании воды в стекле от 0,1 до 3%. Мы ограничимся сравнением лишь некоторых данных. При 735° и добавлении к безводному стеклу 0,1% воды (1,72 бар) его вязкость снижается в 10 раз и, соответственно, 0,6% воды (20,7 бар) снижает вязкость в 1000 раз. В последнем случае абсолютное значение вязкости риолитового стекла около $1,6 \cdot 10^{10}$ пуаз.

Г. Шоу (Shaw, 1963) исследовал вязкость искусственно гидратированного обсидиана при давлениях 1000 и 2000 бар и температурах 700—900°. Последние исследования показали, что по мере возрастания давления воды при данных температурах угол наклона кривых вязкости риолитового стекла (расплава) уменьшается. Последнее свойство имеет важное значение для изучения процессов формирования эффузивно-экструзивных тел кислых пород в случае наличия локальных областей высокого давления.

Из этого краткого и неполного обзора видно, что кислые силикатные расплавы обладают весьма высокой вязкостью даже в случае присутствия в них воды.

По данным В. В. Наседкина (1963), вязкость стекла в потоке при 950—750° не достигает значений ниже 10^{10} — 10^{11} пуаз.

Следует отметить, что аналогичные значения вязкости были получены И. Фридманом и др. (Friedman, Long a. oth., 1963) на основании измерений скорости потока кислой лавы вулкана Тридент (п-ов Аляска). Часть потока лавы за период с 2 сентября по 26 октября продвинулась на 610 м при угле склона 8° и мощности потока 30,5 м.

Р. Болк (Balk, 1937), рассматривая особенности образования стекловатых пород лавовых потоков и куполов, пришел к выводу, что сложное строение кислых лав обусловлено их высокой вязкостью.

Нельзя согласиться с утверждением, что шаровые образования в кислых лавах менее изучены, чем в основных породах, так как число работ, освещающих морфологию, условия залегания, минералогический состав и генезис шаровых образований в кислых лавах, значительно превосходит количество работ, в которых рассматриваются аналогичные образования из лав основного состава. Подушечные лавы в обычном понимании (Гилярова, 1959)¹, естественно, не могут быть приняты в расчет, поскольку их генезис не имеет прямого отношения к проблеме вариолитов и тем более шаровых образований в кислых лавах. Вопросы генезиса кислых шаровых лав, освещенные с позиции образования

¹ Работа имеет обширную библиографию по шаровым лавам основного состава.

типичных пиллоу лав, рассмотрены А. И. Родыгиным (1962).

Указания на то, что авторами сборника «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» (1963) найдены изотропные шары, при знакомстве с фактическим материалом статей убеждают лишней раз в справедливости того положения, что «несмотря на многолетние и тщательные поиски, нигде не удалось найти шариков одного стекла в другом. Правда, были утверждения, что такие стекла найдены, но при ближайшей проверке всегда оказывалось, что шарики представляют собой сферолиты, то есть продукты раскristаллизации стекла» (Заварицкий, Соболев, 1961, стр. 209).

Вопрос о том, чем сложены «почти изотропные», как часто говорят авторы статей названного сборника, шарики в кислых лавах, рассматривался и ранее. Для подобных образований А. Мишель-Леви (Michel-Lévy, 1876; 1889) применял довольно неопределенный термин — «петросилекс». С возникновением рентгеноструктурного анализа было показано, что шарики состоят из тонкого зернистого агрегата, чаще нескольких минералов, таких, как полевые шпаты, кристобалит, тридимит, реже кварц¹, наряду с которыми нередко в виде примеси присутствует стекло, аморфный кремнезем и другие минералы. Одна из первых работ в этом направлении была проделана по совету Э. С. Ларсена (Hurlbut, 1936).

При кристаллизации первичных сферолитов образуются волокна минералов, прорастающие стекло. При таком способе кристаллизации в объеме сферолита оказывается значительно больше стекла, чем кристаллических образований. Эту особенность сферолитов отметил, в частности, И. Фогт (Vogt, 1931). Подобные сферолиты имеются и в перлитах Мухор-Талы.

Изложенные в сборнике материалы хотя и не содержат данных рентгеноструктурного анализа шаровых образований, но морфология шаров и показатели преломления вещества, слагающего их, показывают, что эти образования в своей основе являются кристаллическими телами, аналогичными продуктам сферолитовой кристаллизации переохлажденного кислого расплава. В этой связи процитируем описание шаров в перлитах верхнемелового возраста, развитых в районе с. Алпаут (Азербайджанская ССР), приведенное в статье А. Х. Мнацаканян: «Буровато-коричневые обособления имеют округлую форму с плавными четкими контурами, не обнаруживающими зависимости от перлитовой отдельности цемента. Строение обособлений неоднородно. В них наблюдается совершенно аморфное ярко-желтое стекло ($n=1,492\pm 0,001$) и буровато-серое анизотропное вещество, обнаруживающее лучистую, волокнистую раскristаллизацию. Соотношение этих веществ внутри отдельных обособле-

¹ В сферолитах измененных пород, наоборот, характерно присутствие кварца.

ний самое разнообразное: одни из них слагают неправильные пятна на фоне других, но чаще изотропное стекло образует наружную кайму обособления¹. В таких случаях отчетливо видно, что образование анизотропного вещества идет за счет раскристаллизации стекла в направлении от периферии к центру обособлений². Как и стекло-цемент, бурые выделения содержат многочисленные кристаллиты — трахиты и маргариты, отчетливо видимые в иммерсионном препарате» (Мнацаканян, 1963, стр. 36, 37).

Говоря об изотропности тех или иных выделений в породе, необходимо учитывать тот факт, что скрытокристаллические агрегаты анизотропных минералов под микроскопом ведут себя как изотропные.

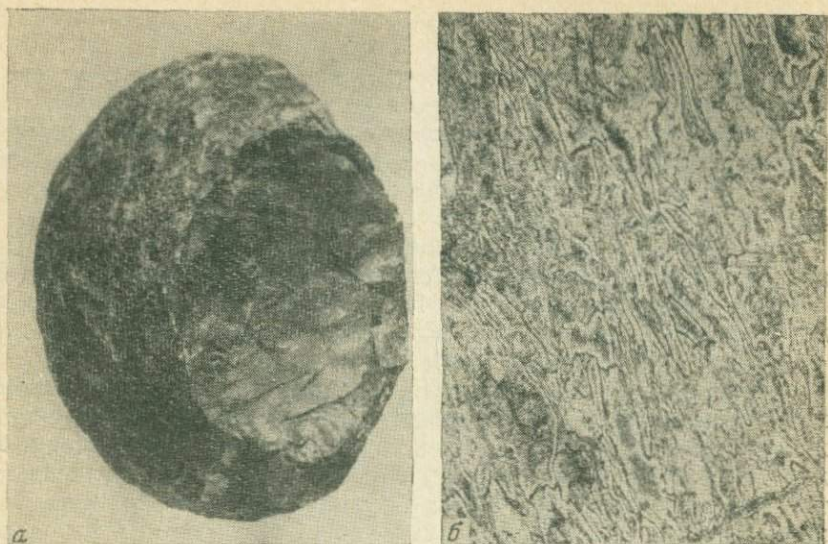
Среди гидратированных вулканических стекол-перлитов встречаются разновидности шариков-перлов диаметром до нескольких сантиметров, причем эти шары могут отличаться по цвету от вмещающего их стекла. На месторождении перлитов Мухор-Талы встречены прекрасные образцы бурого вулканического стекла с включенными в него шариками (до 1 см) темно-зеленого стекла, которые нередко отделены от основной массы тонкой корочкой гелевидного вещества белого цвета (см фиг. 7, табл. 3). Естественно, что подобные образования не имеют никакой связи с процессами ликвационной дифференциации расплава, как и куски стекловатого расплава, захватываемые газовыми струями и вовлекаемые тем или иным путем в лавовый поток. Автором подобное включение, напоминающее тектит, было найдено на месторождении Мухор-Тала, среди обычного темно-зеленого стекла (фиг. 20); стекло включения имеет показатель преломления 1,512—1,516 и структуру сваренного туфа; примечательно, что в нем заключены мелкие обломки слабо измененной породы гранитоидного состава. Полевошпатовые пертиты последних, так же как и в ксенолитах гранита среди стекол и фельзитов (участок Утес), гомогенизированы.

В статье Е. П. Зайченко и М. А. Фаворской (1963) в подтверждение идеи ликвационного происхождения шаровых образований в кислых лавах имеется ссылка на совместную работу В. И. Лебединского и Мо Кэ-Миня (1958) и работу Р. Т. Джрбашяна (1961), в которых якобы полностью описаны изотропные шаровые образования в кислых эффузивных породах. Фактический материал, изложенный в статьях указанных авторов, противоречит утверждению об изотропности шаров и сферолитовое строение последних отмечается самими авторами.

Наличие в каплеобразных сферолитах, описанных И. М. Воловиковой (1955), реликтов перлитовой отдельности свидетель-

¹ Признак, характерный для первичных сферолитов в кислых стеклах (прим. Н. В.).

² Это утверждение автора противоречит содержанию предыдущей фразы (прим. Н. В.).



Фиг. 20. Шаровидное тело (а) частично раскристаллизованного стекла ($N = 1,512-1,516$) со структурой сваренного туфа (б) и включениями обломков гранитоидной породы, $\frac{4}{5}$ натур. вел. Тело найдено на участке «Утес» в толще массивного стекла ($N = 1,500-1,501$), обладающего обычной флюидальной текстурой

ствуует об их вторичной природе, так как перлитовые трещины формируются в полностью консолидировавшемся стекле.

Расположение первичных сферолитовых образований, равно как и микролитов, в кислых эффузивных породах, в частности в стеклах, в виде слоев, цепочек или лент, ориентированных по флюидальности, является одним из характерных текстурных признаков этих пород. Сферолитовая кристаллизация в потоках вулканических стекол особенно интенсивно развивается в участках, непосредственно примыкающих к ранним трещинам срыва, которые не только способствуют образованию центров кристаллизации, но и перераспределению летучих. Стекло в интервале размягчения обладает заметной проницаемостью для газов (Эйтель, 1962); естественно, что величина проницаемости возрастает в направлении его флюидальной текстуры. Стекло этих зон нередко являлось благоприятной средой для развития сферолитов. Последние иногда располагаются не сплошным слоем, а обособленно и соединены между собой лишь тонким слоем волокнистого фельзита, проходящего через экваториальную часть сферолитов. Сходную природу имеют пояски или кольца, рельефно выступающие на поверхности сферолитов и ориентированные параллельно флюидальности породы, что, как пишет Д. Иддингс

(Iddings, 1899), очень напоминает морфологию сферолитов в полосчатых осадочных породах.

Указанные особенности условий кристаллизации в лавовом потоке приводят к образованию в нем слоев или лент из сферолитов. Таким образом, этот хорошо известный морфологический признак сферолитов из вулканических стекол не имеет никакого отношения к ликвации, тем более к доказательству наличия последней в лавовом потоке.

Л. Пирссон наблюдал подобные текстурные формы в обычном промышленном стекле и связывал образование сферолитов с трещинами срыва (Pirsson, 1910). Имеются детальные описания аналогичных текстур в кислых вулканических стеклах (Hague, Iddings a. Weed, 1899; Brouwer, 1936).

Авторы статей сборника «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах» указывают на четкую разграниченность шаровых обособлений в стеклах как на признак, не свойственный для сферолитов; с подобным утверждением нельзя согласиться, так как первичные сферолиты в вулканических стеклах, за редким исключением, обладают указанным признаком. Сферолиты очень часто содержат пустоты разного размера, частично или полностью выполненные прежде всего халцедоном, кристобалитом (люссатитом), тридимитом, опалом и реже кварцем, полевыми шпатами, пироксенами и топазом. Вопрос о первичной минерализации полых сферолитов наиболее хорошо изучен в обсидианах Иеллоустонского парка (Iddings, 1887; 1892; Foshag, 1926).

Известно, что летучие, содержащиеся в расплаве при его кристаллизации, имеют тенденцию концентрироваться в различного рода пустотах, которые прежде всего выполняются минералами постмагматических процессов. Поэтому в сферолитах помимо главных породообразующих минералов присутствует более сложный комплекс минералов. В сферолитах, так же как и в породах вообще, элементы распределены неравномерно.

В связи с вопросами ликвации необходимо остановиться на гипотезе А. Стейнера (Steiner, 1960¹) об образовании игнимбригов. А. Стейнер рассматривает образование игнимбригов в результате расщепления расплава в момент излияния на две смешивающиеся жидкости.

Последнее время вопросы образования игнимбригов привлекли широкий круг исследователей, что позволило выяснить многие особенности этих своеобразных пород. Кроме того, установлено, что они более широко распространены, чем это считалось раньше.

Остановимся на некоторых вопросах ликвационной гипотезы происхождения игнимбригов.

Отмечая наличие в игнимбригах острова Северный (Новая Зеландия) двух разновидностей стекла, А. Стейнер пишет, что

¹ Есть русский перевод в сборнике «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, 1963.

прямых данных о их химическом составе нет. К этому следует добавить, что имеются лишь величины показателей преломления этих стекол. Между тем А. Стейнер описывает глобулы стекла, размер которых менее 0,01 мм. Очевидно, сам факт изотропного строения недостаточен для суждения о природе глобуль такого размера, тем более что игнимбриты являются пористыми породами и могут содержать различные новообразования, в том числе и изотропные, подобно тому как это имеет место в стеклах купольных лавобрекчий.

Попытка А. Стейнера объяснить ликвацией структуры игнимбритов, характеризующихся целым рядом признаков, присущих и витрокластическим породам, искусственна и находится в противоречии с наблюдаемыми фактами. Частички стекла, ограниченные поверхностями в виде фрагментов вогнутых менисков, как показывают многочисленные примеры, появились в результате разрушения пеноподобных масс.

Известны постепенные переходы от витрокластических пепловых структур (рыхлых пород) к массивным в плотных стекловатых породах (Marshall, 1935; Петров, 1957; Сахно, 1961; Росс и Смит, 1963; Ритман, 1964).

А. Стейнер указывает на возможную связь «коррозии», как он пишет, фенокристов, находящихся в игнимбритах, с процессом ликвации. Иллюстрации, приведенные А. Стейнером, показывают, что подобные «корродированные» кристаллы весьма часто наблюдаются не только в игнимбритах, но и в других эффузивных породах, а на фотографии (см. фиг. 14) вкрапленники имеют вид скорее обломков, чем корродированных зерен. При этом следует иметь в виду и тот факт, что в эффузивных породах могут присутствовать кристаллы, сходные по морфологии с корродированными, но образовавшиеся в результате скелетного роста. В связи с этим интересны работы Г. Г. Леммлейна (1930, 1932) о скелетных кристаллах кварца в породах липаритового состава. Интересные примеры скелетных форм кварца и полевых шпатов были описаны Д. Иддингсом (Iddings, 1887, 1892) в риолитах Йеллоустонского парка.

В игнимбритах очень часто присутствуют обломки кристаллических пород, как правило, мало измененных, что свидетельствует о сравнительно невысокой температуре расплава, послужившего исходным материалом для образования игнимбритов. В связи с этим представляют интерес вулканические стекла, развитые в бассейне р. Закульты (Забайкалье), имеющие типичную структуру сваренных туфов, в которых наблюдаются мелкие включения кристаллических внешне неизмененных сланцев (фиг. 21, а). Эти породы интересны еще и тем, что представлены дайкообразными телами, а по данным В. Н. Антипина (1958), обычными дайками. Весьма вероятно, что их образование связано с вспениванием и разрывом расплава на некоторой глубине подобно тому, как это было при извержении вулкана Кракатау в 1883 г.

(Veerbek, 1886; Escher, 1919). Недавно было описано извержение вулкана с выбросами пемз, происходившее на дне океана на глубине около 2000 м, то есть при внешнем давлении в 200 атм (Gass a. oth., 1963).

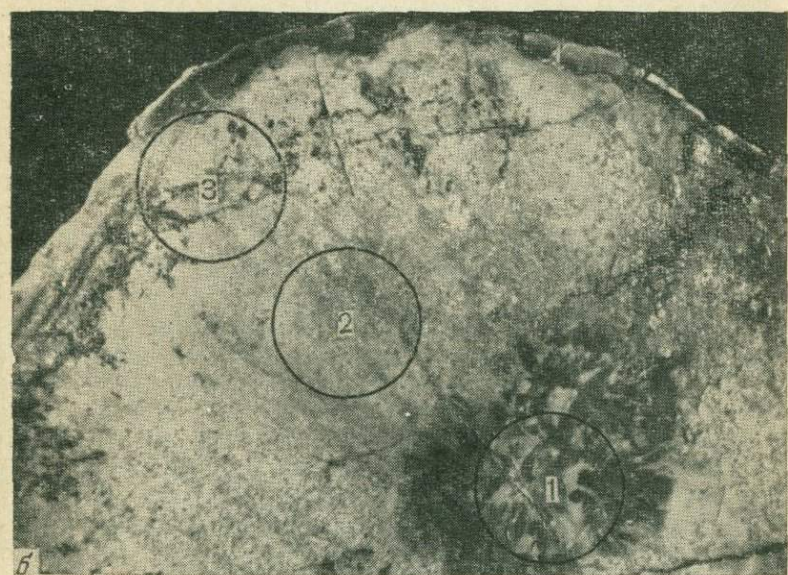
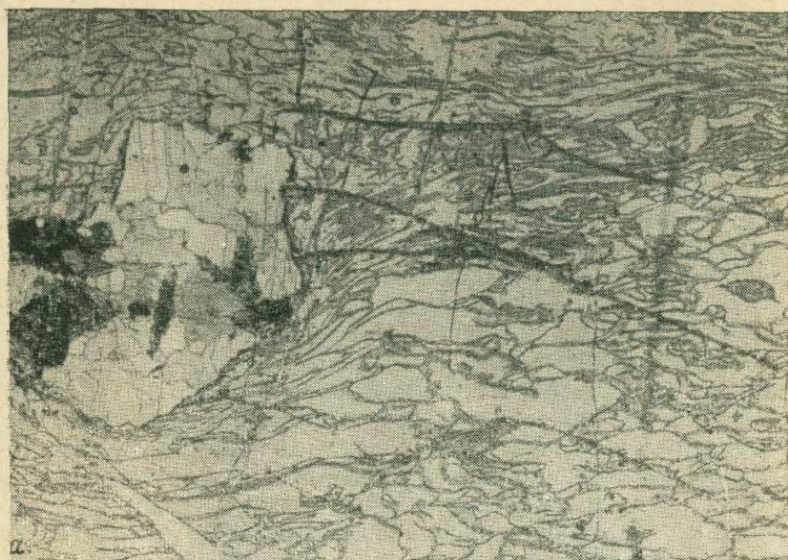
К настоящему времени накоплен обширный фактический материал как полевых, так и лабораторных исследований об изменении физических свойств силикатных расплавов в момент быстрого выделения летучих, сопровождающегося резким возрастанием подвижности расплава (Мархинин, 1957; 1958, 1962, 1963; Гущенко, 1962, 1965; Verhoogen, 1951). Колебания в количестве энергии, отделившейся от расплава газовой фазы, являются одним важнейшим фактором, определяющим формы отложенных кислых эффузивов от рыхлых пеплов до плотных игнибригов.

Шаровые и ленточные образования из трахилипаритов Гегамского нагорья, описанные К. И. Карапетяном (1963), по своим морфологическим признакам и структурному положению в лавовом потоке и породах купола являются полными аналогами продуктов сферолитовой кристаллизации, наблюдаемыми в кислых вулканических стеклах. Такой же вывод неизбежно возникает из петрографического описания этих обособлений, рассматриваемых К. И. Карапетяном как ликвационные. Автор указывает, например, что расположение микролитов в породе не зависит или почти не зависит от положения шариков. Этот признак, как известно, весьма характерен для ранних продуктов сферолитовой раскристаллизации, максимум интенсивности которой непосредственно предшествует полной потере способности стекла к растеканию; последнее отмечает и сам автор.

Доводы в пользу ликвационного происхождения шаровидных обособлений, которые почему-то К. И. Карапетян называет сферокристаллами, находятся в противоречии с фактическим материалом его небольшой статьи, равно как и со всем тем, что известно о физико-химических и геологических условиях формирования кислых эффузивно-экструзивных пород, а также с данными по технологии производства стекла.

Проблема ликвации в природных силикатных расплавах, в частности в кислых лавах, — это главным образом вопрос о возможности расслоения в жидкой фазе подобного состава. При рассмотрении ассоциации отдельных атомов или молекул на уровне флуктуационных явлений резкая граница между ликвационной дифференциацией и другими типами дифференциации стирается, так как образование в расплаве зародышей новой фазы является процессом диффузионным. Последнее особенно подчеркивал М. Фольмер (Volmer, 1939).

Исследования последних лет показали, что в силикатных расплавах весьма часто имеет место образование неоднородных областей («субмикрофаз») химической упорядоченности, фиксируемой в стеклах. Причем подобное расслоение нередко происхо-



Фиг. 21. Вулканические породы Забайкалья

a — сваренная пемза (туф?) с ксенолитом кристаллического сланца, закультинское месторождение (Читинская область); шлиф, анализатор под косым углом, увел. 16; *б* — разрез (радиальный) сферолита (обр. 23-59), цифрами указаны зоны, из которых взяты пробы (табл. 20), увел. 1,5

дит независимо от наличия в системе области метастабильной ликвации (Порай-Кошиц, 1965; Филиппович, 1965).

Реализация того или иного процесса дифференциации зависит от его энергетической «выгодности», способности сообщить системе наибольшую стабильность.

Кинетическая энергия перемещающихся капель одного силикатного расплава в другом, не смешивающемся с ним, зависит от разности их плотностей, как это следует из закона Стокса¹, и, что следует особо подчеркнуть, пропорциональна квадрату радиуса капель. Различия составов шаровых образований и вмещающего их цемента, наблюдаемые в кислых лавах, столь незначительны, что разница в плотностях подобного состава расплавов не поддается точным измерениям (Эйтель, 1962) и, естественно, вследствие этого невозможно гравитационное перемещение капель одного силикатного расплава в другом, которые, прежде чем стать достаточно крупными, должны преодолеть сопротивление чрезвычайно вязкой среды, какой являются расплавы кислых пород, а при образовании стекол к тому же переохлажденные. Поэтому в расплавах, из которых формируются эффузивные кислые породы, имеющие близкий к эвтектике состав, главную роль в перераспределении вещества и связанном с этим перераспределением энергии играют процессы диффузии и переноса с участием легких надкритических фаз, вероятно, высокой плотности. О значительной роли этих факторов в природных явлениях свидетельствуют многочисленные литературные данные (Лодочников, 1936; Феннер, 1937; Боровик и Влодавец, 1938; Влодавец, 1940; Набоко, 1947, 1962; 1963; Коптев-Дворников, 1961; Башарина, 1963; Белов, 1963; Долгов, 1964; Ритман, 1964; Allen a. Zies, 1923; Zies, 1924; Fenner, 1926; Sahara, 1962²). Аналогичные результаты были получены при анализе экспериментальных и физико-химических данных (Сыромятников, 1935; Хитаров, Иванов, 1937; Коржинский, 1940; Хитаров, 1940, 1952; Воларович, Корчемкин, 1940; Николаев, 1946; Островский, 1952; 1956; Рамберг, 1957; Хитаров, Калинин, 1958; Садецкий-Кардош, 1961; Виноградов, 1962; Смит, Джонс, 1963; Niggli, 1937; Morey, 1938; Smith, 1953; Tuttle a. Bowen, 1958; Jahns a. Burnham, 1958; Kennedy a. o., 1962; Orvill, 1963).

Автор вполне согласен с тем мнением, что условия экспериментов пока еще слишком далеки от природных. Плавка шихтованной пробы в тигле и эволюция магматического тела трудно

¹ Для измерения скорости падения жидкой капли в вязкой среде применяется измененный вариант формулы Стокса, который отличается лишь множителем $3/2$ (Леонтьева, 1940).

² Т. Сахама отмечает наличие в нефелиновых лавах вулкана Нирагонго скопления кварца, содержащего многочисленные мелкие включения флюорита; интересно, что кварц не имеет каких-либо реакционных оторочек с нефелиновой породой.

сравнимы, но плодотворность метода экспериментальных моделей несомненна.

Породы с шаровыми образованиями района Пушкинского перевала (Армянская ССР), описанные Р. Т. Джрбашяном и М. А. Фаворской (1963), по условиям залегания и морфологии шаровых образований аналогичны типичным сферолитовым эффузивным породам кислого состава. Показатели преломления вещества шариков ($N=1,534$) при их кислом составе свидетельствуют о том, что оно имеет кристаллическое строение; поэтому утверждение авторов о том, что часть шариков состоит из стекла, поскольку они «почти изотропны», звучит неубедительно, это подтверждается и фотографиями шлифов. Непонятно, почему о шаровых обособлениях, которые, по мнению авторов, представлены «совершенно изотропным стеклом», сказано всего немногим больше одной строки. Данные шаровые породы несут явные следы вторичных изменений, в частности вещество шаров имеет микрофельзитовую и пятнистую структуру, поэтому трудно судить о первичном химическом составе шаровых образований и вмещающей их массы, тем не менее данные анализов подтверждают обычный характер перераспределения щелочей при образовании сферолитов в кислых стекловатых лавах. Не совсем понятно заявление авторов о том, что «трудно представить, что в экструзивных телах, прорывающих самые разнообразные породы и отстоящих друг от друга иногда на десятки километров, могли возникнуть совершенно одинаковые условия для сферолитовой раскристаллизации» (Джрбашян, Фаворская, 1963, стр. 33).

Известно, что сферолитовая кристаллизация является наиболее характерной формой кристаллизации переохлажденных расплавов. Кислые лавы, нередко близкие по составу к гранитной эвтектике, являются прекрасным подтверждением этого.

В этой связи небезынтересно отметить, что еще в 1844 г. Ч. Дарвин, изучая строение сферолитовых обсидиановых пород острова Вознесения, отметил удивительное сходство их с аналогичными породами других районов. Он писал: «Я был чрезвычайно поражен тем, как точно с моими наблюдениями на острове Вознесения совпадают превосходные описания Бедана обсидиановых пород Венгрии и описания Гумбольта той же формации в Мексике и Перу, а также описания нескольких других авторов трахитовых районов на островах Италии». И далее: «Данное Беданом описание его литоидных шаровых перлитов «perlite lithoide globulaire» во всем, даже в мелочах, подошло бы к небольшим коричневым сферолитовым шарикам пород острова Вознесения» (Дарвин, 1936, стр. 488, 489).

Морфология продуктов кристаллизации кислых лав весьма разнообразна и в связи с этим, пожалуй, наиболее наглядна в очень свежих породах острова Липари, в которых можно найти различные, морфологически каплеобразные выделения, являющиеся продуктами сферолитовой раскристаллизации и

Химический состав сферолитов, шаровых

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	74,27	75,52	81,23	73,83	67,51	72,79	76,93	75,24
TiO ₂	0,10	0,03	0,09	0,13	0,16	0,13	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	13,57	11,83	9,02	11,93	12,89	12,40	12,33	13,19
Fe ₂ O ₃	1,43	0,22	1,33	0,56	2,33	2,04	0,52	0,63
FeO	0,29	0,18	0,23	0,25	0,50	0,24	0,33	0,57
MgO	0,62	0,22	0,49	0,20	0,90	0,36	0,03	0,07
CaO	0,59	0,89	1,00	1,36	1,56	0,77	0,34	0,54
MnO	0,03	0,05	—	—	0,04	0,03	Следы	Следы
Na ₂ O	0,46	1,52	0,22	0,30	2,27	3,90	0,21	0,23
K ₂ O	5,20	7,90	3,25	9,35	1,67	3,12	8,29	8,39
H ₂ O ⁻	0,47	0,35	0,72	0,20	4,65	1,94	0,18	0,34
H ₂ O ⁺	2,04	0,52	1,52	0,84	5,23	2,24	0,94	1,35
P ₂ O ₅	—	—	0,26	0,09	0,04	0,04	—	—
CO ₂	—	—	0,63	0,97	0,16	0,10	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	Следы	Следы
F	—	—	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	0,60	0,75	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,67	100,03	100,14	100,03	100,01	100,10	100,27	100,56

Окончание таблицы

Оксиды	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	67,63	69,30	63,02	67,84	75,72	76,82	81,20	80,76	85,04
TiO ₂	0,32	0,19	0,35	0,35	Следы	Не опр.	Следы	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	15,76	15,81	18,23	17,72	13,94	То же	10,11	То же	То же
Fe ₂ O ₃	0,93	1,03	1,29	1,97	0,73	» »	0,01	» »	» »
FeO	1,21	1,00	0,15	0,56	0,05	» »	0,29	» »	» »
MgO	0,42	0,42	1,44	0,14	0,02	» »	0,05	» »	» »
CaO	0,62	0,40	0,15	0,06	0,14	» »	0,09	» »	» »
MnO	0,03	0,05	Следы	0,06	0,03	» »	Следы	» »	» »
Na ₂ O	6,03	5,56	0,47	7,99	5,60	3,81	3,32	4,88	2,47
K ₂ O	3,47	3,35	5,40	1,97	3,26	4,18	3,57	1,32	1,40
H ₂ O ⁻	0,62	0,10	1,72	0,52	0,24	Не опр.	0,20	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	—	—	2,59	1,45	0,55	То же	0,77	То же	То же
P ₂ O ₅	0,20	0,14	—	—	—	» »	—	» »	» »
S	0,07	0,10	—	—	—	» »	—	» »	» »
Cl	Следы	0,04	Следы	Следы	0,03	» »	0,04	» »	» »
F	0,37	0,43	0,16	Нет	Нет	» »	Нет	» »	» »
П. п. п.	1,60	1,49	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,43	99,46	99,93	100,63	100,31	—	99,75	—	—

9	10	11	12	13	14	15	16	17
79,58	83,24	90,57	73,60	69,79	73,95	71,64	76,20	74,31
0,01	0,01	0,01	0,30	0,21	0,27	0,31	0,34	—
11,03	8,49	5,00	12,70	17,33	10,89	13,19	11,33	4,31
0,68	0,51	0,76	1,10	0,60	1,04	2,39	1,90	3,87*
0,30	0,30	0,30	1,86	1,77	0,90	0,18	0,23	—
0,04	0,07	0,01	0,75	0,53	0,25	0,25	0,20	1,30
0,44	0,32	0,07	0,66	0,64	0,35	1,17	0,92	1,63
Следы	0,01	0,33	0,04	0,07	0,03	—	—	—
0,23	0,12	0,12	3,63	3,73	2,07	2,41	2,75	7,35
7,29	6,30	2,65	4,75	4,30	3,91	3,85	3,42	5,46
0,28	0,03	0,06	0,25	0,46	0,24	2,00	0,23	0,23
0,68	0,67	0,33	—	—	—	2,23	1,81	2,26
—	—	—	—	Следы	—	—	—	—
—	—	—	—	0,06	Следы	—	—	—
Следы	Следы	Следы	—	Следы	»	—	—	—
Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0,55	0,58	—	—	—
—	—	—	0,60	0,64	0,69	—	0,56	—
100,54	100,12	100,26	100,29	100,73	100,17	99,67	99,99	100,77

1 — межсферолитовая масса, 2 — сферокристаллы, 3 — межсферолитовая масса, 4 — каплеобразные сферолиты (1—4 — Чаткальский хребет, Воловикова, 1955), 5 — вулканическое стекло, 6 — каплеобразные сферолиты (5—6 — Калганский комплекс, Лебединский, Мо-Кэ-минь, 1958), 7 — сферолитовый порфир, обр. 945, 8 — ветвистые сферолиты из сферолитового порфира, обр. 945-а, 9 — межсферолитовая масса, 10 — шаровые образования, центральная часть, обр. 929-б, 11 — шаровые образования, краевая часть, обр. 929-а (7—11 — Курамитский хребет, Елисева, 1960); 12 — сферолитовая лава, обр. 513, 13 — шаровидные включения, обр. 514, 14 — цементирующая масса, обр. 545 (12—14 — Армянская ССР, Джрбашян, 1961); 15 — основная масса, вмещающая шаровидные обособления, 16 — шаровидные обособления, 17 — фарфоровидные оторочки шаровидных обособлений (15—17 — Мыс Агатовый, Онтарио, Канада, Tapton, 1925); 18 — цемент, обр. 1140-б, 19 — шарики, обр. 1140-а (18—19 — Армянская ССР, Карапетян, 1963); 20 — цементирующая масса, 21 — шаровидные обособления (20—21 — Армянская ССР, Джрбашян, Фаворская, 1963); 22 — липарит из цемента шаровых лав бассейна р. Кендухе, анализ 5, 23 — то же, анализ 6, 24 — липарит шаров диаметром в поперечнике около 1 см (бассейн р. Кендухе), анализ 7, 25 — то же, анализ 8, 26 — липарит из шара диаметром 8 см, проба взята на расстоянии 1 см от поверхности, анализ 9 (22—26 — Приморский край, Фаворская, 1963).

* Все железо пересчитано на Fe_2O_3 .

описанные неоднократно (Rutley, 1876; Zirkel, 1867, 1894; Philipp, 1936; Bernauer, 1941; Patzak, 1956).

В конце статьи Р. Т. Джрбашян и М. А. Фаворская (1963, стр. 34) пишут: «Отличия химических составов описанных выделений настолько резки, что позволяют говорить в данном случае о том типе ликвации, возможности которой доказываются экспериментальными данными (Григорьев, Искюль, 1937) и не вызывают возражений со стороны большинства исследователей. «Неясно, на чем основано это утверждение.

Различия химического состава шаровых обособлений и вмещающей их массы менее резки, например, чем состав полевошпатовых или кристобалитовых сферолитов, наблюдаемых в кислых эффузивных породах — разновидностях, переходных к полнокристаллическим (табл. 17). Далее, порода претерпела вторичные изменения, что отмечается самими авторами. Относительно возможности экспериментального получения несмешивающихся силикатных расплавов не существует двух мнений; это факт и он, естественно, признается всеми, но возможность проявления процесса ликвации в кислых лавах допускается лишь немногими исследователями. Утверждать обратное, как это делает ряд авторов указанного сборника, — значит отрицать истинное положение вещей.

Характер и различия тяжелой и легкой фаз экспериментально полученных несмешивающихся расплавов весьма далеки от тех различий в химизме, которые существуют в кислых эффузивных породах между шаровыми образованиями и вмещающей их основной массой. Это было отмечено Д. П. Григорьевым и Е. В. Искюль (1937), которые, рассматривая вопрос о возможности петрологической интерпретации результатов своих экспериментов, подчеркивали, что полученный ими несмешивающийся расплав по типу дифференциации совершенно иной, чем это наблюдается в кварцевых порфирах мыса Агатовый.

Для иллюстрации этого положения в табл. 18 и 19 приведен состав продуктов ликвации по данным работ Д. П. Григорьева и Е. В. Искюль (1937), Е. Роддера¹ (1954).

Это два примера ликвации силикатных расплавов, наиболее близких по составу к природным магмам. Они весьма убедительно показывают, насколько далеки по химизму экспериментально полученные несмешивающиеся жидкости от природных образований, возникающих в результате процессов дифференциации в кислых лавах. Если обратиться еще и к результатам экспериментальных работ Д. Грейга (Greig, 1927_{1,2}), Д. Мори и Е. Ингерсона (Morey a. Ingerson, 1937), В. В. Лапина (1938), О. Таттла и И. Фридмана (1950), З. П. Ершовой и Я. И. Ольшанского (Ольшанский, 1951; Ершова, 1957, 1962; Ершова и Ольшанский, 1957, 1958), то эти различия будут еще более разительны.

¹ См. также *American Mineralogist*, vol. 36, Nos. 3/4, 1951.

Практика силикатного производства, как замечает Д. С. Белянкин (1947), показывает, что в ряде случаев силикатный расплав оказывается неоднородным из-за селективного плавления шихты, обладающей гетерогенностью.

Шаровидные обособления в верхнемеловых обсидианах из района с. Алпаут (Азербайджанская ССР), описанные А. Х. Мнацакян (1963), состоят из стекла и продуктов лучистой волокнистой кристаллизации и, как это следует из изложенного в статье фактического материала, обладают всеми признаками продуктов сферолитовой кристаллизации. Об этом свидетельствуют и ре-

Таблица 18

Состав шихты и стекол (в вес. %) по Д. П. Григорьеву и Е. В. Исклюе

Составные части	1	2	3
SiO ₂	51,0	66,69	34,46
MgO	13,0	4,20	27,26
CaO	—	5,82	21,50
Al ₂ O ₃	12,0	10,63	13,67
F	—	4,82	0,63
CaF	14,0	—	—
K ₂ CO ₃	10,0	—	—
K ₂ O	—	9,82*	2,75
Сумма	100,0	102,03	100,27
O=F	—	2,03	0,27
Сумма	100,0	100,0	100,0
Показатель преломления стекла	—	1,490—1,505	1,532

1 — средний состав шихты; 2 — верхний слой (легкая жидкость); 3 — нижний слой (тяжелая жидкость).

* Содержание K₂O рассчитано, исходя из цифровых данных анализа, приведенных в табл. 2 указанной работы.

Таблица 19

Состав силикатных несмешивающихся жидкостей (в вес. %) и показатели преломления их стекол, по Е. Роддеру

Жидкая фаза	K ₂ O	Al ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Показатель преломления стекла
Легкая	7,8	8,4	9,9	73,9	1,51
Тяжелая*	2,2	2,3	50,0	45,5	1,70

Состав тяжелой жидкости определен по диаграмме фазовых равновесий.

зультаты химических анализов шаров и цемента, показывающие перераспределение щелочей, характерное для кристаллизации первичных сферолитов в кислых лавах, в то время как изменения в содержании других основных окислов весьма незначительны. Различия в химизме шаров и вмещающего их стекла, по мнению автора, являются одним из доказательств образования данных шаровых обособлений в результате сферолитовой кристаллизации, так как концентрация натрия при этом процессе в сферолитах является одним из характерных признаков сферолитовой кристаллизации кислых лав. Для сферолитовых пород характерно нахождение вкрапленников как в цементе, так и в шарах.

Говоря о трещиноватости в стеклах, А. Х. Мнацаканян не отделяет трещины перлитовой отдельности от первичных трещин остывания стекла, с чем согласиться нельзя, так как перлитовая отдельность образуется после полной консолидации стекла. И не случайно автор называет вулканические стекла с содержанием воды свыше 4% обсидианами и говорит об излиянии «обсидиан-перлитов», считая, таким образом, воду в этих породах первичной. Очевидно, что при таком насыщении водой лава не может просто изливаться — оказавшись в условиях низкого давления она взорвется.

Шаровые образования в обсидианах западных склонов Зангезурского хребта (Армянская ССР), описанные С. Г. Карапетяном (1963), приурочены к липарит-перлитовой толще, сформировавшейся в наземных условиях.

Морфология и строение сферолитов, а также условия их нахождения в стеклах обычны для сферолитовых пород. Описанная дендритовая форма кристаллизации не является редкостью в обсидианах.

Наиболее ранние сферолиты, возникающие при кристаллизации потерявших или почти потерявших способность к движению вулканических стекол, часто полностью состоят из дендритов.

Механизм образования дендритов, лентообразных скоплений и шаров, изложенный С. Г. Карапетяном, например, как «свертывание» жидких обособлений в кислой лаве в шары под действием сил поверхностного натяжения (непонятно, почему при этом остались дендриты, если бы это имело место), противоречит данным о вязкости кислых расплавов, застывающих в виде вулканических стекол. Высокая вязкость таких расплавов является одним из важнейших условий образования больших масс стекла. Гроздевидные формы скоплений и последовательное нарастание друг на друга нескольких сферолитов делают очевидной их истинную природу.

Непонятно, что имеет в виду автор (С. Г. Карапетян, 1963), говоря о наличии шариков с концентрической зоной закалки. Закалка, как известно, предполагает контакт сред с резким температурным перепадом, что при нахождении обособлений в лаво-

вом потоке, в данном случае жидких, как предполагает С. Г. Карапетян, исключено.

Вникая в суть объяснения генезиса «дендритовидных обособлений», которые дает С. Г. Карапетян, невозможно увязать два положения о том, что, во-первых, эти образования обособлялись жидкими в расплаве (естественно предполагать находившимся в движении, о чем свидетельствуют флюидалные текстуры) и, во-вторых, сохраняя свою форму, раскристаллизовывались после затвердевания; и все это происходит в лавовом потоке (!).

Щелочи (в количествах, соответствующих природным образованиям) снижают вязкость силикатных расплавов, но незначительно; известно, что даже расплав щелочных полевых шпатов обладает весьма высокой вязкостью (Bowen, 1934; Боуэн, 1936; Кон, 1936). Высокой вязкостью обладают также расплавы состава кремнезем—щелочи при значительном (до 10—20%) содержании последних и высоких температурах, 1200—1700°С (Bockris a. oth., 1955).

Шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край), описанные М. А. Фаворской, приурочены к покровным липаритам, содержащим линзы обсидианов. Как показывают описание и иллюстрации шаров, а также показатель преломления $1,520 \pm \pm 0,002$ их стекловатой периферической части, почти изотропной, как отмечает автор, эти шаровые обособления имеют кристаллическое строение и если содержат стекло, то в количествах, обычных для сферолитов, находимых в кислых эффузивных породах. В связи с этим вызывает возражение пункт третий доказательств ликвационного происхождения шаров, в котором утверждается, что отдельные шаровые образования изотропны, то есть представлены стеклом.

Первичная картина структур и состава лав, развитых в бассейне р. Кенцухе, осложнена вторичными процессами альбитизации. Между тем из данных химических анализов выявляется общая закономерность, характерная для химизма сферолитов ранней стадии остывания кислых лав — некоторое обогащение сферолитов натрием по сравнению с вмещающей их массой. Данные шаровые образования, предположительно рассматриваемые М. А. Фаворской (1963) как продукты ликвации, по условиям залегания, морфологии, строению и составу аналогичны обычным сферолитовым образованиям, широко развитым в кислых лавах. Морфология шарообразных скоплений, образующих ленты или слои, расположенные согласно флюидалности, характер текстур вмещающего их стекла необъяснимы допущением их образования за счет разрыва струй различного состава в движущемся расплаве.

При этом границы раздела струй различного состава ввиду очень высокой вязкости кислых расплавов не имеют сферических поверхностей. Примеры смещения лав различного состава редки, если не считать туфолавы и игнимбриты. Одна из подобных

ассоциаций лав была описана К. Феннером (Fenner, 1937). Весьма наглядный пример тесной ассоциации кислой и основной лав обнаружен на о. Исландия (Blake a. oth., 1965). В основных породах вулкана Парикутин (Мексика) имеются ксенолиты гранитоидов, среди которых наблюдаются все переходы от неизменной породы к обсидианоподобной вплоть до пемзовидной. Характерно, что и в последнем случае ксенолиты имеют резкие контуры (Pough, 1951; Wilcox, 1954).

Сферолитовая кристаллизация — обычное явление в кислых лавах; концентрация летучих в менее плотных частях расплава или породы — хорошо известный факт. Кислые лавы не являются исключением, поэтому естественно, что в сферолитах, удельный объем вещества которых на 10—12% меньше удельного объема исходного стекла, возможно образование дополнительной пористости, способствующей концентрации летучих и дополнительной минерализации за счет уменьшения упругости газов в полостях или порах; если сферолиты полые, эта особенность выявляется наиболее отчетливо.

О. П. Елисеева (1960), М. А. Фаворская (1963) и С. Г. Карпетян (1963) в подкрепление предположения о ликвационном происхождении шаров в кислых лавах приводят примеры наличия в полостях шаров флюорита, который образовался за счет фтора, присутствовавшего в обособлениях до их консолидации. То есть расплав обособления был богат фтором, а вмещающий их расплав, застывший в виде основной массы, наоборот, беден фтором и, следовательно, первый должен был обладать значительно меньшей вязкостью, чем расплав, давший обсидиан.

Между тем из экспериментальных работ известно, что «возможность разделения эмульсии из двух жидкостей на отдельные слои в основном зависит от двух факторов: 1) от разницы в их плотности и 2) от вязкости той из жидкостей, которая при данном составе расплава образует его основную массу и в которой капельки другой жидкости должны передвигаться» (Григорьев, Искюль, 1937, стр. 78).

Представление о концентрации летучих в более ранней кристаллической фазе не находит также подтверждения в гипотетическом случае процесса ликвации на поздних этапах кристаллизации магмы, рассмотренном В. А. Николаевым (1951).

Таким образом, присутствие флюорита в полых шаровых образованиях, как и другие данные, рассмотренные выше, не подтверждает представления о ликвационной природе подобных шаровых тел в кислых лавах.

Шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край), описанные М. А. Фаворской (1963), по составу относятся к липаритам. Шары залегают в обсидианах. Высказывается предположение о их ликвационной природе, причем допускается повторная ликвация цементирующего расплава для объяснения образования мелких полшарий на поверхности больших шаров.

Если отказаться от попытки доказать их ликвационную природу, то вся картина образования подобных форм естественно объясняется процессом образования сферолитов, которые, как это следует из описания и иллюстраций, в данном случае относятся к полым сферолитам.

Структурные особенности стекла и сферолитов сближают эти образования с игнимбритами. Этим можно объяснить широкое развитие в данных лавах полых сферолитов, подобно тому как это отмечено в игнимбритах Йеллоустонского парка.

Полые сферолиты в породах Мухорталинского месторождения перлитов располагаются главным образом в местах, где во время движения вязкого расплава имели место разрывы сплошности.

Следует отметить тот факт, как это подчеркнуто М. Н. Фаворской, что некоторые шары в лавах р. Малазы имеют в средней части кольцеобразные выступы. Этот признак, на котором мы останавливались выше, подтверждает сферолитовую природу данных шаров.

Шаровые лавы кислого состава района Нижнетюпского полиметаллического месторождения (Северный Тянь-Шань), описанные Е. П. Зайченко (1963), находятся в сложной геологической обстановке и сильно изменены. Присутствие в этих лавах участков с реликтами перлитовой отдельности свидетельствует о возникновении в лавах вулканических стекол до начала образования вторичных процессов.

Вопрос о происхождении данных образований выходит за рамки теории формирования собственно эффузивных пород и, в частности, образования первичных шаровых обособлений в кислых лавах.

Таким образом, материалы сборника «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах», привлеченные для подтверждения ликвационного происхождения некоторых кислых шаровых лав, еще с большим успехом подтверждают кристаллизационную, сферолитовую природу последних.

В приведенных выше работах по сферолитам в кислых эффузивах описываются главным образом породы, в которых не только сферолиты, но и вмещающая их масса оказывается полностью или почти полностью раскристаллизованной. Очевидно, в этом случае данные химических анализов сферолитов, и особенно вмещающей их массы, не соответствуют составам свежих исходных пород. Поэтому, естественно, разброс в результатах этих анализов наиболее резко проявляется в содержании щелочей (табл. 17).

Исключение составляют сферолиты, описанные В. И. Лебединским и Мо Кэ-Минем. Из описания этих авторов следует, что куски стекловатой породы, вмещающей сферолиты, залегают в глинистой массе — измененном цементе брекчии; поэтому весьма вероятно, что и стекловатая порода также частично изменена.

В связи с этим есть основание полагать, что стекловатая порода, менее устойчивая, чем сферолиты, также оказалась частично измененной. Характер этого изменения, вынос щелочей и привнос щелочноземельных элементов соответствует воздействию гидротерм на кислые породы в зоне малых глубин (Набоко, 1962; Steiner, 1953). Аналогично изменение стекол и на Мухорталинском месторождении, где наблюдались хорошо сохранившиеся сферолиты в сильно измененном стекле.

Нами было изучено влияние гидротермальных процессов на состав щелочей сферолитов в стекловатых породах и вторичных, образовавшихся за счет вулканического стекла, фельзитах. При этом, как и следовало ожидать, в этих сферолитах преобладающим оказался калий (табл. 20). На фиг. 21, б изображен разрез крупного (8 см в диаметре) сферолита с указанием участков взятия проб на щелочи. Центральная темная часть сферолита по строению, микроструктуре и составу щелочей соответствует первичным сферолитам, которые наблюдаются в неизменном стекле.

Для химического анализа нами были взяты одиночные сферолиты, залегающие среди свежего темно-зеленого вулканического стекла месторождения Утес. Имеется также анализ стекла из эндоконтактной зоны сферолита. Диаметр сферолита около 3 см. В этой зоне стекло внешне отличается от остального присутствием большого числа трещин и слабым буроватым оттенком. Эта зона, как видно из химического анализа слагавшего ее стекла, несколько обогащена железом (особенно закисным) по сравнению с вмещающим стеклом. Это свидетельствует о частичном вытеснении железа за пределы сферолита при его кристаллизации; при этом краевая часть самого сферолита оказалась несколько обогащенной железом. Последнее характерно для первичных сферолитов в кислых вулканических стеклах. Аналогично железу было поведение титана.

Таблица 20

Соотношение щелочей в сферолитах из гидротермальноизмененных стекол месторождения Мухор-Тала

№№ проб	K ₂ O	Na ₂ O	№№ проб'	Σ K ₂ O	Na ₂ O
10-57	6,90	3,26	12а-64	6,20	2,73
82-58	7,17	1,80	23-59 (1) ¹	3,90	4,93
14-59	4,55	3,87	23-59 (2)		
12-64	6,30	2,65	23-59 (3)		
				4,20	4,00

10-57 — агрегат сферолитов из вторичного фельзита; 82-58 — сферолит из вторичного фельзита; 14-59 — сферолит из раскристаллизованного участка стекловатой брекчии; 12-64, 12а-64 — измененные сферолиты из зоны монтмориллонитизации; 23-59 — сферолит из вторичного фельзита (фиг. 21, б): (1) — центральная часть; (2) — промежуточная часть; (3) — краевая зона. Аналитик К. Ф. Дмитриева.

Химический состав и числовые характеристики сферолитов и вмещающих их стекол из Мухор-Талы

Оксиды	27-58	28-58	106-58	106а-58	Индекс	27-58	28-58	106-58	106а-58
SiO ₂	72,63	70,15	72,44	69,66	<i>a</i>	15,2	15,2	15,7	14,1
TiO ₂	0,17	0,15	0,15	1,21	<i>c</i>	1,1	1,3	1,2	1,1
Al ₂ O ₃	15,32	13,57	14,73	12,33	<i>b</i>	3,7	2,2	2,4	3,1
Fe ₂ O ₃	0,93	0,80	0,54	1,96	<i>s</i>	80,0	81,3	81,0	81,7
FeO	0,16	0,34	0,25	0,39	<i>a'</i>	68	37	80	23
MgO	0,03	0,15	0,27	0,12	<i>f'</i>	27	50	31	70
CaO	0,85	1,02	0,95	0,90	<i>m'</i>	5	13	19	7
MnO	0,02	0,03	0,03	0,08	<i>n</i>	66	55	65	52
Na ₂ O	4,64	3,70	4,66	3,33	<i>Q</i>	29	32	29	34
K ₂ O	3,86	4,62	3,89	4,54	<i>t</i>	0,2	0,1	0,1	1,3
H ₂ O ⁺	1,10	5,47	1,38	5,20	φ	21	31	17	55
P ₂ O ₅	Нет	0,02	Нет	Нет					
SO ₃	0,02	Не обн.	0,02	0,01					
Сумма	99,83	100,07	99,31	99,78					
H ₂ O ⁻	0,24	0,21	0,24	0,80					

27-58 — сферолит из темно-зеленого стекла; 28-58 — вмещающее сферолит стекло; 106-58 — сферолит; 106а-58 — стекло, прилегавшее к сферолиту в зоне мощностью менее 5 мм. Аналитики Т. А. Лахно и Л. В. Комарова.

Сравнение химического состава сферолитов и вмещающего их стекла (анал. 28-58, табл. 21) показывает, что главное различие между ними заключается в соотношении натрия и калия. В сферолитах преобладает натрий над калием.

Нормативный минеральный состав сферолитов и вмещающего их стекла иллюстрируется табл. 22. Пересчет химического состава сделан по П. Ниггли.

Относительно высокий процент воды в сферолитах связан главным образом с присутствием в них стекла, которое сохраняется не только между отдельными крупными пучками лучей, но и в промежутках между очень тонкими лучами, различимыми лишь при больших увеличениях. Об этом также свидетельствует относительно малый удельный вес минерального агрегата сферолита, равный 2,48 (обр. 27-58), величина которого понижена также из-за присутствия в сферолитах свободной кремнекислоты в виде тридимита и кристобалита.

В литературе известен ряд работ с данными по химическому составу сферолитов из свежих вулканических стекол кислого со-

Нормативный минеральный состав сферолитов и вмещающего их стекла

Минералы	27-58*	28-58	106-58	106а-58
Ортоклаз	21,95	26,93	20,01	27,54
Альбит	41,64	35,42	43,03	31,73
Кварц	27,69	27,93	26,42	30,72
Анортит	4,50	5,31	5,10	4,79
Мусковит	1,18	2,07	3,52	1,26
Гематит	0,67	0,59	0,34	1,44
Биотит	0,45	0,77	1,13	0,48
Fe-кордиерит	0,93	0,35	—	0,66
Рутил	0,17	0,18	0,17	0,90
Шпинел	0,79	—	—	—
Гиперстен	—	0,35	0,23	0,48

* Здесь и везде обозначения те же, что и в табл. 21.

става, в которых имеются анализы сферолитов и вмещающих их стекол¹. В этой связи большой интерес представляет работа А. Лагорио (Lagorio, 1887), где приводится ряд химических анализов как сферолитов, так и вмещающих их стекол (табл. 23).

Обсуждение этих анализов в связи с вопросами генезиса сферолитов было сделано Д. С. Белянкиным (1933).

Д. С. Белянкин, сравнивая результаты химических анализов сферолитов и межсферолитовой массы технических стекол с аналогичными данными по природным сферолитам, отмечает, что последние более отличаются по химизму от вмещающей их межсферолитовой массы.

Это различие для природных сферолитов Д. С. Белянкин иллюстрирует таблицей средних значений тех окислов, содержание которых в стекле и сферолитах имеет наибольшее расхождение (табл. 24).

В связи с тем, что среди вулканических стекол, анализы которых сравниваются, имеются обсидианы и перлиты, резко различающиеся по содержанию воды, нами дано содержание окислов в пересчете на безводный остаток.

Аналогичное сравнение химического состава мухорталинских сферолитов и вмещающих их стекол выявляет тот же характер различий в распределении щелочей, что видно из табл. 25.

¹ Химические анализы сферолитов и вмещающей их массы из кислых эффузивных пород имеются, кроме отмеченных выше работ, у А. Коуля (1885), Ф. Циркеля (1894), А. Озанна (Osann, 1905).

Химический состав сферолитов и вмещающих их вулканических стекол
(по данным А. Лагорио, 1887)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,35	73,21	73,05	74,52	73,42	42,70	74,36	70,69
Al ₂ O ₃	13,97	12,90	14,67	12,97	14,29	13,79	14,46	17,74
Fe ₂ O ₃	1,29	2,10	0,89	2,02	1,01	1,01	1,62	2,90
MgO	0,46	0,27	0,26	0,25	0,43	0,65	0,44	Следы
CaO	0,72	0,88	0,97	0,92	1,00	2,07	1,49	1,02
Na ₂ O	3,53	4,83	3,99	4,26	5,61	4,93	6,11	1,90
K ₂ O	5,33	4,75	5,11	4,53	3,19	4,33	1,49	4,24
П. п. п.	1,37	1,04	0,91	0,83	0,84	1,10	0,57	3,66
Сумма	99,21	99,98	99,85	100,30	99,79	100,48	100,54	99,25
Удельный вес	2,1328	2,1121	2,2105	2,0891	2,5232	2,3590	2,4080	2,3703

Окончание таблицы

Окислы	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	73,72	74,59	76,48	72,52	74,50	73,01	75,42
Al ₂ O ₃	12,91	12,88	12,06	} 13,53	15,13	12,75	13,50
Fe ₂ O ₃	1,37	7,80	0,95			1,49	1,22
MgO	0,25	0,30	0,39	0,17	0,40	0,10	0,20
CaO	1,37	0,76	0,64	0,89	1,40	1,04	1,12
Na ₂ O	4,02	3,30	4,89	2,08	5,24	2,32	5,06
K ₂ O	4,45	5,35	3,78	5,52	1,77	5,71	2,20
П. п. п.	1,36	1,03	0,77	4,45	1,40	3,58	1,29
Сумма	99,45	99,01	99,96	99,16	99,84	100,0	100,0
Удельный вес	2,4355	2,3235	2,4005	2,232	2,281	—	—

1 — обсидиан со сферолитами с о. Липари; 2 — сферолиты из этой же породы; 3 — обсидиан со сферолитами с о. Tenerif; 4 — сферолиты с о. Tenerif, внешняя часть; 5 — то же, внутренняя часть; 6 — обсидиан со сферолитами, р-н Квито; 7 — сферолиты, там же; 8 — стекло из сферолитовой породы района Глиник; 9 — сферолиты, там же; 10 — сферолитофельс из Эквадора; 11 — сферолиты, там же; 12 — основная стекломасса перлита; 13 — сферолит, там же; 14 — стекловатая сферолитовая порода, Глиник; 15 — сферолиты, там же.

Содержание некоторых окислов в сферолитах и вмещающих их вулканических стеклах, по данным А. Лагорио (1887)

Окислы	Порода с водой		Безводный остаток	
	стекло	сферолиты	стекло	сферолиты
SiO ₂	72,70	74,45	74,76	75,22
Na ₂ O	3,16	5,00	3,25	5,05
K ₂ O	5,09	3,26	5,23	3,30
П. п. п.	2,33	1,01	—	—

Таблица 25

Содержание некоторых окислов в сферолитах и вмещающих их вулканических стеклах Мухор-Талы, в вес. %

Окислы	Порода с водой		Безводный остаток	
	стекло	сферолиты	стекло	сферолиты
SiO ₂	69,91	72,56	73,93	73,79
Na ₂ O	3,52	4,65	3,73	4,71
K ₂ O	4,53	3,88	4,85	3,95
H ₂ O ⁺	5,34	1,24	—	—

Опубликованные К. Танидой (Tanida, 1961) анализы первичных сферолитов и вмещающих их обсидиановых стекол имеют ту же закономерность в распределении щелочей, что и в предыдущих примерах (табл. 26, 27).

Различие химического состава сферолитов и вмещающей их межсферолитовой массы в вулканических стеклах кислого состава, по мнению Д. С. Белянкина, может быть вызвано следующими причинами.

1. Дифференциацией в процессе сферолитообразования при участии надкритической газовой фазы подобно тому, как это имеет место при пегматитообразовании.

2. Изменением под влиянием более позднего выветривания породы. Поскольку кристаллические ее элементы должны быть, вообще говоря, более устойчивыми против выветривания, последнее должно сильнее изменять межсферолитовую массу пород по сравнению со сферолитами.

3. Ликвационной дифференциацией жидкой магмы до момента консолидации. При этом наблюдается частичная кристаллизация жидких капелек первоначальной эмульсии.

Д. С. Белянкин был склонен считать последнюю причину дифференциации наименее вероятной. Эта точка зрения определеннее была высказана им в более поздней работе, касающейся вопросов магматической ликвации (Белянкин, 1949).

В результате детального изучения состава сферолитов и вмещающей их массы в технических стеклах Д. С. Белянкиным было установлено, что в пределах самого сферолита игольчатые кристаллы девитрита характеризуются меньшим содержанием кремнекислоты, по сравнению со стеклом межсферолитового пространства, тогда как стекло между кристаллами девитрита несколько кислее стекла из нераскристаллизованных участков: таким образом, в пределах сферолита происходит кристаллизационная дифференциация. Несомненно, что этот процесс должен

Таблица 26

Состав сферолитов и вмещающих их стекол
(в вес. %) из эффузивных образований Японии

Оксиды	1		2		3		4		
	сферолит	стекло	сферолит*	сферолит**	стекло	сферолит	стекло	сферолит	стекло
SiO ₂	75,16	75,31	74,80	75,25	75,95	75,71	74,93	76,54	76,56
TiO ₂	0,09	0,03	0,09	0,11	0,03	0,19	0,15	0,18	0,18
Al ₂ O ₃	13,82	13,83	13,47	13,26	13,01	13,55	13,46	13,02	12,65
Fe ₂ O ₃	0,23	0,58	0,48	0,29	0,22	0,65	0,33	0,42	0,24
FeO	0,95	0,88	0,61	0,97	0,91	1,10	1,37	1,21	1,21
MnO	0,02	Следы	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04
MgO	0,47	0,16	0,16	0,26	0,26	0,38	0,27	0,23	0,26
CaO	0,54	0,57	0,24	0,25	0,47	1,05	0,59	1,01	0,81
Na ₂ O	6,03	3,79	3,70	3,90	3,03	4,04	1,93	4,01	3,10
K ₂ O	1,48	4,76	4,27	4,36	5,61	2,96	5,06	2,78	4,32
H ₂ O+	0,77	0,27	1,38	0,78	0,45	0,44	0,72	0,42	0,48
H ₂ O-	0,33	0,19	0,48	0,35	0,38	0,12	0,68	0,11	0,12
Сумма	99,94	100,42	99,61	99,92	100,73	100,21	99,62	100,03	99,97

1—4 — местоположение образцов: 1 — Ширатаки, 2 — Вада-Тоге, 3 — Ханеяма, 4 — Айра.

* Крупный сферолит. ** Мелкий сферолит.

Таблица 27

Содержание некоторых окислов в сферолитах
и вмещающих их обсидиановых стеклах с Японских островов

Оксиды	Порода с водой		Безводный остаток	
	стекло	сферолиты	стекло	сферолиты
SiO ₂	75,69	75,49	75,92	76,13
Na ₂ O	2,93	4,34	2,99	4,33
K ₂ O	4,94	3,17	4,96	3,20
H ₂ O+	0,48	0,76	—	—

проявиться в природных условиях в кислых лавах, но и здесь, как это неоднократно подчеркивал Д. С. Белянкин, состав сферолитов и вмещающего их стекла оказывается близким.

Сторонники ликвационного происхождения сферолитовых образований в кислых эффузивных породах в подтверждение своей точки зрения помимо особенностей формы и состава сферолитов ссылаются на экспериментальные работы по ликвационной дифференциации силикатных расплавов и прежде всего на работы Д. П. Григорьева и Е. В. Исколь (1935; 1937).

Однако эти, как и другие, экспериментальные работы, доказывающие явления несмешиваемости в силикатных расплавах, облегчают задачу поисков доказательств ликвидо-гравитационной, по терминологии Д. П. Григорьева (1946), дифференциации магмы в природных условиях. Однако они ни в коей мере не дают основания при рассмотрении вопросов ликвации, применительно к конкретным природным объектам, оттеснять на задний план геолого-петрографические факты или, тем более, непременно согласовывать их с экспериментальными данными. Как известно, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг неоднократно подчеркивал необходимость исходить в объяснении природных явлений прежде всего из геологических наблюдений (Левинсон-Лессинг, 1915, 1934, 1940).

В связи с этим вернемся к упомянутой статье Т. Тантона (1925) с описанием и объяснением генезиса глобуль в витрофирах мыса Агатовый. На эту статью обычно ссылаются, принимая изложенные в ней факты без каких-либо оговорок. Между тем внимательное рассмотрение изложенных фактов в публикациях по кислым эффузивам и, в частности витрофирам мыса Агатовый, показывает, что Т. Тантон подходит предвзято к оценке наблюдаемых фактов, пытаясь привести их в соответствие с известным высказыванием Н. Боуэна (Bowen, 1915) относительно необходимых природных фактов, подтверждающих явление ликвации в магмах. Поэтому не случаен вопрос Дж. Грейга (Greig, 1928) о том, почему Т. Тантон для рассмотрения ликвации выбрал глобули в витрофире — породе, в значительной степени раскристаллизованной и несущей следы вторичных изменений, а не глобули в обсидиане, которые являются составной частью тех же лав.

По данным Д. П. Григорьева (1946), процесс ликвидо-гравитационной дифференциации связан с проявлением силы тяжести; механизм дифференциации заключается в разделении гетерогенного расплава из несмешивающихся жидкостей путем опускания или всплывания капель одной жидкости в другой.

Как следует из экспериментальных работ, одним из наиболее необходимых условий для протекания этого процесса является пониженная вязкость силикатного расплава. Причинами, снижающими вязкость, может быть или весьма высокая температура, или большое (несколько процентов) содержание лету-

чих, таких, как H_2O , Cl , F , Vg и др. (Григорьев, 1935; 1937; Грейг, 1937; Таттл, Фридман, 1950; Ольшанский, 1951; 1958; Рашин, 1961; Ершова, 1962; Knizek, 1960; Саггон, 1964).

Известно, что кислые силикатные расплавы обладают очень высокой вязкостью и в этом отношении они резко отличаются от таковых основного состава. Это представление сформировалось на основе изучения не только формы и строения тел, слагаемых породами эффузивной или экструзивной фации, по Ю. А. Кузнецову (1964), но и в результате наблюдений над действующими вулканами. Кроме того, это подтверждается экспериментальными данными прямого измерения вязкости различных расплавов и полученных из них стекол.

Особенно обширные исследования по вязкости эффузивных горных пород в интервале размягчения силикатных расплавов были, как известно, проведены М. П. Воларовичем и А. А. Леонтьевой. Было показано, что расплавы кислого состава при температурах $900-1300^\circ$, характерных для лав, обладают вязкостью $5 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^9$ пуаз (Воларович, 1937; Воларович, Леонтьева, 1937; Воларович и др., 1940; Леонтьева, 1940).

Естественно, что при таких значениях вязкости силикатного расплава капли, весьма незначительно отличающиеся по составу от расплава (различия те же, что и между сферолитами и вмещающей их основной массой), как это следует из закона Стокса, смогут перемещаться под действием гравитационных сил на ничтожные расстояния.

Во всех случаях сферолитовые породы кислого состава, которые, по мнению описавших их авторов, образовались в результате ликвации магматического расплава, как видно из описания, не несут на себе каких-либо признаков, указывающих на особые условия их формирования, а их химический состав не отвечает полям ликвации силикатных расплавов, установленных экспериментально с применением летучих, прежде всего фтора.

Хорошо известно, что указанные летучие не только снижают вязкость силикатных расплавов, но и весьма способствуют кристаллизации расплава (Гинзберг, 1936). Фтор и гидроксил оказывают минерализующее действие на силикатный расплав, разрывая мостики-связи кремний — кислород — кремний (Н. В. Белов, 1953; 1955; Вuerger, 1948; Эйтель, 1962; Саггон, 1964).

Ж. Виар (1964, 1955), нагревая образцы обсидиана в автоклаве под давлением воды в несколько сот бар при температуре $400-700^\circ$, обнаружил, что гидратация обсидиана сопровождается раскристаллизацией стекла с образованием полевого шпата и кварца. По его же данным, расплавы, близкие по составу к граниту, при давлении пара 1500 бар и 800° содержат $5-6\%$ воды. Охлаждаясь, такой расплав кристаллизуется в последовательности, характерной для гранита. Несомненно, что одним из условий, необходимых для образования из кислого силикатного

расплава достаточно крупных тел вулканических стекол, является низкое содержание в расплаве летучих.

Интересно замечание Дж. Кеннеди (1957) о последовательности отложения пород риолитовых потоков Йеллоустонского парка, особенности состава которых свидетельствуют об уменьшении летучих в расплаве по мере извержения; ранние выбросы представлены кристаллическими туфами и рыхлыми пеплами, которые перекрываются «спекшимися туфами» — уплотнившейся пенообразной массой. Последние перекрыты обсидианами, представляющими здесь продукты излияния магмы, в основном лишенной летучих. Особая «сухость» обсидианов была отмечена также Е. Шепердом (Shepherd, 1938) и другими исследователями.

Некоторые авторы рассматривают присутствие флюорита в том или ином конкретном участке эффузивной породы, в частности в сферолитах, как показатель первичного содержания фтора в расплаве.

Это трудно объяснить, так как известно, что фтор относится к весьма летучим компонентам, а его соединения при наличии в расплаве воды оказываются нестойкими; в результате этого в условиях образования эффузивно-экструзивных пород фтор, подобно хлору, легко уходит из расплава, в виде летучих соединений и прежде всего HF.

На участке Утес нами был обнаружен акцессорный флюорит в пустотах среди вторичных фельзитов.

По мнению К. Корренса (1958), изучавшего геохимию галогенов, флюорит даже в гранитоидах едва ли относится к минералам магматического этапа кристаллизации; образование флюорита скорее связано с действием газовых эманаций магм, то есть он является вторичным образованием — минералом стадии грейзенизации.

В связи с вопросами физико-химии условий равновесия в системах, содержащих воду, У. Файф и Дж. Тернер обращают внимание на известные из химии данные о весьма легком при высокой температуре ($t=1000^\circ$, $p=1$ атм) гидролитическом разложении многих галоидов, в том числе CaF_2 . Эти авторы приходят к выводу, что в магматических условиях при высокой температуре метаморфизма значительная фиксация галоидов невероятна (Файф и др. 1962). Флюорит, как известно, при значительно меньших температурах устойчив в широком интервале значений рН растворов.

Значительная часть указанных сферолитовых пород содержит порфиновые выделения щелочных полевых шпатов, реже других минералов, которые кристаллизовались до образования сферолитов. На позднее формирование сферолитов указывает также частичное или полное наложение их на флюидальную текстуру породы. Это также противоречит представлениям о ликвационном обособлении вещества на месте формирования

сферолитов, так как процесс ликвации расплава возможен при значительной подвижности жидких фаз расплава.

Ввиду отсутствия в природе фактов, подтверждающих образование сферолитов (глобуль) путем ликвации расплава, некоторые авторы пытаются разделить во времени и пространстве процессы формирования глобуль и ликвации расплава. При этом совершенно необъяснимо, каким образом перемещается гетерогенный расплав в эффузивных или экструзивных условиях, и одна из его составных частей формируется в сферические глобули. При объяснении сферической формы указанных сферолитов (глобуль), которая, по мнению ряда авторов, является веским доказательством ликвационного происхождения этих образований, обычно ссылаются на действие сил поверхностного натяжения на границе раздела жидких фаз гетерогенного расплава.

Обычно когда говорят о каплеобразных сферолитах (глобулях), то имеют в виду характерные почковидные, гроздевидные, бородавчатые и другие образования, типичные для сферолитовой кристаллизации в переохлажденных расплавах, склонных образовывать стекла. Эти формы срастания сферолитов приводятся в качестве примеров в многочисленных работах о природных и искусственных стеклах.

Трудно объяснить возникновение сложных по форме сростков сферолитов на месте жидких обособлений ликвационного происхождения, так как этому противоречат известные положения физической химии о действии сил поверхностного натяжения на границах двух несмешивающихся жидкостей, когда одна из них находится в виде включений в другой. В последнем случае жидкие включения должны были принимать формы с наименьшей поверхностью. Однако описываемые каплеобразные сферолиты не обнаруживают подобной закономерности. К тому же размеры каплеобразных сферолитов и глобуль таковы, что для образования таких размеров жидких сферических обособлений в результате действия сил поверхностного натяжения расплав должен был обладать очень малой вязкостью (высокой текучестью) и при этом сохранять полную неподвижность. Наличие сферолитовых скоплений в виде полос, ориентированных по флюидалности, указываемых при описании каплеобразных сферолитов, как это уже отмечалось, является одной из характерных особенностей стекловатых кислых эффузивных пород. Наложение сферолитового строения полос на флюидалную текстуру стекла свидетельствует о том, что их образование происходило в условиях почти полной потери подвижности стекла. Что касается скоплений сферолитов, возникающих в результате вторичной раскристаллизации вулканических стекол, то их форма определялась главным образом трещиноватостью, имевшейся в стекле.

Кратко суммируя изложенное, сделаем некоторые выводы.

1. Сферолитовые образования широко распространены среди вулканических стекол Мухорталинского месторождения. Среди них встречаются разновидности, типичные для кислых эффузивных сферолитовых пород многих районов Советского Союза и зарубежных стран.

2. Образование сферолитов совпадало с моментом резкого возрастания вязкости стекла при почти полном исчезновении текучести стекла. Эта стадия переохлаждения, как показывает изучение кристаллизации расплавов, лежит в пределах температурного интервала, на который приходится максимум количества образования центров кристаллизации. Термическое изучение мухорталинских вулканических стекол дает основание относить этот максимум к температурам 730—830°. Процесс кристаллизации приводит к некоторому перераспределению компонентов, прежде всего щелочей, между кристаллической частью и стеклом, то есть к кристаллизационной дифференциации.

3. Последнее время при рассмотрении генезиса некоторых кислых шаровых лав сделаны попытки привлечь ликвационную гипотезу. Между тем анализ фактического материала по кислым эффузивным породам и условиям их формирования, а также данные экспериментальной петрографии не подтверждают представлений о возможности проявления ликвации кислых расплавов в условиях формирования эффузивных пород.

Глава IV

ФЕЛЬЗИТЫ

Породы комендитового состава, слагающие экструзивный купол, большей частью имеют кристаллическое строение. В связи с отсутствием порфировых вкрапленников к ним применим термин «фельзит» в обычном его значении (Левинсон-Лессинг, 1940; Заварицкий, 1955; Holms, 1928). Нередко в составе этих пород присутствует стекло, однако крупные участки вулканических стекол количественно резко уступают фельзитам.

Фельзитовые породы в пределах одного образца отличаются большим разнообразием структурно-текстурных признаков. Макроскопически они относятся к разновидностям, типичным для экструзивных куполов преимущественно веерообразного строения; подобного рода вулканические тела хорошо изучены в районах молодого и современного вулканизма. Наиболее полная сводка по вулканическим куполам имеется у Х. Виллямса (Williams, 1932). Новая классификация куполов предложена В. И. Влодавцем (1954).

В связи с изучением кислых вулканических стекол В. В. Наседкин (1963) рассмотрел строение ряда экструзивных тел Закарпатья и Армении, а также отдельных участков мухорталинской группы месторождений перлита. По его мнению, мухорталинский участок Утес, как и ряд других, связан с отдельным самостоятельным куполом.

По нашему представлению, все участки с крупными выходами перлитов комендитового состава приурочены к одному куполу, возможно, с несколькими подводными каналами. Это находит свое подтверждение в распространении краевой (купольной) брекчии, которая приурочена не к периферии отдельных участков, с чисто условными границами, а охватывает периметр всего тела комендитов и, прежде всего, его внешнюю (выпуклую) часть. Кроме того, обращает на себя внимание однородность состава пород. При всем разнообразии структур и текстур комендитов они присущи породам всего купола, что дает основание говорить о его относительно малой эродированности. Однако следует подчеркнуть отсутствие каких-либо фактов, указывающих на присутствие здесь пемзовых разновидностей¹. Между

¹ Обломки пемзы участвуют в образовании туфов, более древних по сравнению с породами купола.

тем известно, что молодые экструзивные купола нередко имеют пемзовые чехлы; интересным примером этого служат грибообразные купола риолитовых обсидианов, прорвавшие осадочные породы в районе озера Сольтон (Salton), штат Калифорния. Эрозия здесь еще не успела уничтожить пемзовые чехлы на куполах (Kelley a. Socke, 1936). Указанные купола резко выделяются положительными магнитными аномалиями. В связи с этим необходимо отметить, что древние липаритовые купола Береговского холмогорья (Закарпатье), по данным М. Ю. Фишкина (1954), характеризуются отрицательными аномалиями с минимумами над подводными каналами.

Купол комендитов по строению и характеру текстур слагающих его пород ближе всего подходит к экзогенному типу, по Х. Вильямсу (Williams, 1932), или по классификации, предложенной В. И. Влодавцем (1954), к экструзивному типу с признаками веерообразного строения. Между тем породы в его краевой восточной части имеют черты, характерные для потоков. Но здесь мы не находим пемзовидных пород, присущих не только верхним частям потоков, но нередко, правда в меньшем количестве, и их подошве. Например, это имеет место в потоках кислых лав Иеллоустонского парка (Hague, Iddings a. oth., 1899; Fenner, 1936). Необходимо отметить, что аналогичное строение могут иметь тела сваренных туфов.

В потоке кислых лав, сформировавшемся в нормальных условиях, породы верхней и нижней частей имеют пузыристое строение, то есть общая схема разреза остается такой же, как и у потоков основных лав.

Д. П. Иддингс (1899) приводит следующий разрез для некоторых потоков риолитов в Иеллоустонском парке. Вверху потока залегают пемзы и пористое стекло, переходящие книзу в плотный обсидиан или перлит; далее, по мощности потока, в стекле начинается возрастать содержание включений сферолитового строения, которые затем переходят в нацело раскристаллизованную породу — фельзит. В нижней части потока наблюдается обратное чередование структурных разновидностей пород, но мощность зоны обсидиана или перлита и особенно пузыристого стекла резко уступает таковой соответствующих разновидностей пород в верхней части потока.

Сходная зональность липаритового потока (без нижней стекловатой зоны) Джрабер-Фонтанского месторождения перлитов (Армянская ССР) описана В. В. Наседкиным (1963).

Следует подчеркнуть, что экструзивные купола кислого состава нередко имеют мощную стекловатую зону с преобладанием стекла (обсидиан, перлит), непосредственно примыкающую к купольной брекчии.

Потоки кислых лав, как известно, не растекаются далеко от места излияния и, как правило, являются составной частью куполов растекания; в частности, В. В. Наседкин (1963) примером

такого купола считает мухорталинский участок Утес, липариты и стекловатые породы которого, как и ряда других участков, а именно Мухорбулыкского, Барунаршанского и Цаганхунтейского, по мнению В. В. Наседкина, образовались во вторую, более позднюю, фазу экструзивной деятельности, в то время как породы участков Аршанский I и Аршанский II образовались в первую фазу. В качестве основания для такого деления на фазы, единого по составу и другим особенностям тела комендитов, указывается на наличие в пределах Барунаршанского участка дайки стекловатого липарита.

В связи с этим необходимо отметить, что в пределах контура комендитов широко развиты дайки аноклазовых трахитов, близких по химическому составу к породам купола комендитов и даек андезиновых трахитов. Иногда эти дайки сложены полустекловатыми разновидностями пород, что, в частности, имеет место на Барунаршанском участке. А на участках Утес и Цаганхунтейский в апикальных слепых частях даек аноклазовых трахитов наблюдалась закаленная порода, представленная стеклом с гиалопорфиновой структурой. Поэтому вполне возможно и закономерно обнаружение даек стекловатых пород в той или иной части купола комендитов. Отмеченный В. В. Наседкиным случай вряд ли может служить решающим основанием при выделении фаз формирования данного купола. Возможно, что андезиновые трахиты, секущие вулканические стекла купола комендитов, генетически тесно связаны с андезинсодержащими фельзитами, которые при формировании купола представляли наиболее поздние порции выжимаемой массы; однако различие составов этих пород и особенности залегания даек, отмеченные выше, свидетельствуют о разобщенности их формирования во времени. Андезинсодержащие фельзиты формировались одновременно с другими разновидностями пород, слагающих купол, в то время как дайки андезиновых трахитов имеют закаленные стекловатые эндоконтакты и являются образованиями более поздними, тем более это относится к телам аноклазовых трахитов, завершивших экструзивную деятельность в данном районе.

Таким образом, у нас нет достаточных оснований для выделения среди вулканических стекол, связанных с комендитовыми породами, тел, которые образовались в различные фазы экструзивной деятельности.

Фельзиты комендитового состава, несмотря на пестроту их внешнего облика, являются однотипными породами, однако среди них отчетливо намечаются две разновидности, которые различаются как макроскопически, так и минеральным составом; эти разновидности обычно связаны между собой постепенными переходами, но иногда наблюдается резкая смена пород, что вполне закономерно, учитывая их экструзивный характер. Можно выделить третью, переходную разновидность фельзитов, свя-

зывающую первые две с вулканическими стеклами, в составе которой значительная роль принадлежит продуктам изменения вулканического стекла: полевым шпатам и кристобалиту; кварц присутствует, но, как правило, количественно резко уступает кристобалиту. Кварц развит в интенсивно измененных участках пород, часто совместно с адуляром.

Широкое распространение в фельзитах кристобалита характерно для пород данного района. В. В. Наседкин (1963), опираясь на обширный фактический материал по вулканическим породам, поставил вопрос о пересмотре старого представления о фельзитах как кварц-полевошпатовых породах. Это предложение достаточно обоснованно. Однако оно в полной мере может быть приемлемо лишь к относительно молодым породам, вероятно, не старше мезозойского возраста. Особенно если учесть, что образование фельзитов не всегда связано с кристаллизацией вулканических стекол.

Макроскопически фельзит, содержащий вкрапленники плагиоклаза, отличается от других разновидностей хорошей раскристаллизованностью и наличием удлиненных миндалевидных, реже округлых пустот, вытянутых параллельно флюидалиности породы. Цвет породы благодаря присутствию окислов железа буровато-розовый, макроскопически различимые сферолиты отсутствуют. Под микроскопом видно, что основная масса имеет тонкозернистое строение. Порфиновые выделения андезина, лейстовидные с неровными очертаниями, составляют не более 3—5% объема породы; состав плагиоклаза № 35—42, $2V = -72-78$, $N_g = 1,553-1,555$, $N_p = 1,542-1,544$. Полисинтетические двойники обычно кристаллизуются по альбит-карлсбадскому закону. Кварц образует относительно крупные скопления, последние имеют овальную форму с неровными краями. Это создает впечатление, что кристаллизация происходила в последнюю стадию формирования породы. Это предположение подтверждается нормальным погасанием зерен кварца, а также отсутствием в пустотах кристаллов свободного роста. Возможно, что кварц образовался за счет кристобалита. Очень слабое развитие в пустотах фельзитов заметных скоплений минералов кремнезема свидетельствует о бедности водными растворами данных фельзитов в период их остывания. Минералы основной массы микроскопически неопределимы; рентгеноструктурный анализ указывает на полевошпат-кристобалитовый состав. Характерно присутствие тонкой вкрапленности высокопреломляющего минерала. Среди аксессуарных минералов преобладает апатит, отмечается циркон, зеленый с заметным плеохроизмом минерал, возможно, эгиринавгит; магнетит не обнаружен, он преобразован в гематит и другие окисные минералы железа. В составе пород купола эта разновидность фельзита имеет подчиненное значение и отмечается преимущественно в наиболее эродированных его частях.

Большая часть купола сложена фельзитовой породой микро- и крипто-кристаллического сложения, преимущественно с брекчиево-флюидалной текстурой; вдоль плоскостей флюидалности имеются следы срывов, указывающие на большую вязкость перемещавшихся масс. В породе отсутствуют структурные признаки, по которым можно было бы связывать образование данной разновидности фельзитов с вторичной кристаллизацией вулканических стекол. Между тем в породе широким развитием пользуются сферолитовые структуры, характерные, как известно, для условий значительного переохлаждения расплава. В породе имеются многочисленные пустоты неправильной формы и различных размеров, иногда до 0,1—0,5 м; в окраске породы преобладают буроватые тона. Иногда фельзит цементирует обломки стекловатой породы. Вследствие микро- и крипто-кристаллического строения определение минерального состава породы оптическим путем невозможно. По данным рентгеновского анализа фельзит состоит в основном из полевого шпата и кристобалита. Обращает на себя внимание полное отсутствие в породе вкрапленников плагиоклаза, и в частности андезина. Минерализация в пустотах проявлена очень слабо, наблюдаются мелкие (до 1 мм) параморфозы по кристобалиту и тридимиту и тонкие корочки халцедона.

Таким образом, описанные разновидности фельзита являются породами первичной кристаллизации.

Фельзиты, связанные с кристаллизацией вулканических стекол или расстеклованием, которые мы назовем, следуя А. Холмсу (Holmes, 1928), вторичными, слагают значительную часть выходов купола, особенно в тех его частях, где развиты вулканические стекла. Термины «расстеклование» или «девитрификация» мы употребляем главным образом при процессе кристаллизации вулканических стекол, имевшем место при остывании последних и протекавшем при активном воздействии на породы летучих компонентов и прежде всего воды.

Исключительная свежесть вулканических стекол района Мухор-Тала показывает, что в отдельных участках процессы расстеклования не проявились в сколько-нибудь заметной степени после полного остывания пород. Эти данные лишней раз подтверждают хорошо известное положение о том, что для выяснения роли тех или иных фактов в перерождении горных пород необходимо подходить к последним прежде всего как к геологическим телам. В связи с этим изучение вулканических стекол мезозойского и более древнего возраста может оказать существенную помощь при восстановлении картины геологического развития особенно тех районов, где отсутствуют нормально-осадочные породы.

В. В. Наседкин (1963), рассматривая вопросы вторичных изменений в древних вулканических стеклах Казахстана, высказал предположение о том, что преобразование данных стекол проис-

ходило в результате длительного геологического времени, причем в приповерхностных условиях при низких температурах и атмосферном давлении. По нашему мнению, реализация таких условий при изменении пород маловероятна, учитывая возраст пород (нижняя пермь, верхний карбон). Наиболее полно вопросы расстеклования природных стекол были рассмотрены Р. Маршаллом (Marshall, 1961); согласно его расчетам, интервал времени, необходимый для самопроизвольного перехода стекла полностью в кристаллическое состояние в обычных условиях при $t=25^{\circ}\text{C}$, по длительности далеко превосходит всю геологическую историю земли (10^{60} лет).

Вторичные фельзиты тесно связаны с породами, несущими более глубокие вторичные изменения — цеолитизацию и монтмориллонитизацию, реже окварцевание и адуляризацию. Присутствие во вторичных фельзитах некоторого количества стекла ($N=1,500—1,503$) обуславливает преобладание в окраске породы зеленоватых тонов. Господствующей текстурой является брекчиево-флюидальная, характерно наличие пустот неправильной формы, в значительной мере выполненных минеральными агрегатами, прежде всего халцедона, опаловидного кристобалита, реже кварца. По данным рентгеновского анализа кристаллическая составляющая вторичных фельзитов представлена главным образом полевыми шпатами и кристобалитом, размытый характер линий на рентгенограммах свидетельствует о весьма малых размерах кристаллических индивидов. Сферолитовые образования, имевшиеся в стекле, при формировании вторичных фельзитов также претерпевают некоторые изменения, теряя первоначальную волокнистую структуру. Фельзитовые агрегаты сферолитового строения, широко развитые в измененных вулканических стеклах, рассмотрены нами в отдельной главе.

По химизму фельзиты близки к ассоциирующим с ними вулканическим стеклам; различия между этими породами касаются главным образом щелочей, общее содержание которых в фельзитах несколько больше, чем в стеклах, при значительном преобладании в первых калия над натрием, особенно это заметно во вторичном фельзите. В последнем случае такое изменение состава щелочей можно связать с действием постмагматических процессов в условиях малых глубин. Например, Д. Кеннеди (1936), исследовавший керн вулканических стекол из района гейзеров Йеллоустонского парка, отмечает, что под действием гидротерм вулканическое стекло теряет натрий и обогащается калием. Очень резкое (25:1) преобладание натрия над калием отмечено в термальных водах в кальдере Заварицкого (Зеленов, Кацакина, 1962). При сольфатарном изменении пород калий выносится столь же интенсивно, как и натрий (Barth, 1950). С. И. Набоко и В. Г. Сильченко (1960) экспериментально показали изменение ионного состава, и в частности щелочей, термальных растворов при взаимодействии их с горными породами.

По данным Д. С. Коржинского (1961), изменение активности калия и натрия при гидротермальных процессах зависит от глубины залегания пород и температуры гидротермальных растворов. В приповерхностных условиях растворы теряют углекислоту и в их анионном составе главную роль начинает играть хлоридный и отчасти сульфатный анионы. В связи с тем, что с понижением температуры растворимость хлорида калия понижается, а хлорида натрия остается почти без изменения, в хлоридном и в меньшей степени сульфатном растворе отношение активности калия к натрию повысится. Интересный пример изменения рН термальных вод от кислого до щелочного по мере удаления от зоны современной вулканической активности изучен Т. Бартом (Barth, 1950) на о. Исландия.

Можно предполагать, что и в фельзитах преобладание в составе щелочей калия над натрием в значительной мере было обусловлено процессами миграции растворов при остывании и кристаллизации пород в приповерхностных условиях¹.

В табл. 7 и 8 виден характер различий химизма фельзитов района Мухор-Талы и среднего комендита (по Р. Дэли); в составе последнего количество глинозема оказывается недостаточным для связывания всех щелочей в полевых шпатах; в нашем случае эта особенность химизма пород выражена менее резко, что связано не только с несколько большим содержанием глинозема, но и с преобладанием в составе щелочей калия.

В заключение рассмотрим некоторые особенности генезиса кристобалита и минеральных новообразований, развитых в пустотах вторичных фельзитов, и некоторые вопросы, с ними связанные.

Как известно, кристобалит теперь не рассматривается в качестве редкого порообразующего минерала эффузивных пород древнее четвертичного периода. Эта особенность была выявлена у нас прежде всего работами Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (Белянкин, 1923; Белянкин, Петров, 1936; 1949) на примере пород Кавказа, главным образом лав андезитов, трахиандезитов и дацитов. Описаны эти минералы как составная часть пород в лавах вулканов Камчатки, Японии и других вулканических областей (Влодавец, 1946; 1958; Меняйлов, 1955; Соболев, Костюк и др. 1955; Купо, 1933; Larsen a. oth., 1936, и др.). Обращает на себя внимание и тот факт, что большей частью кристобалит был описан в породах лавовых потоков, включая базальтовые лавы, указывая тем самым на оптимальность условий образования кристобалита при малых давлениях. Поэтому этот минерал может находиться в экструзивных образованиях в тех случаях, когда условия формирования этих пород были близки к таковым лавовых потоков. Породы Мухорталинской группы экст-

¹ Оптическое изучение апатитов из протолок пород показало, что с фельзитами и трахитами связан хлорапатит, а с трахидолеритами — фторапатит.

рузий в этом отношении весьма показательны, несмотря на древний возраст.

Характерными минералами выполнения пустот во вторичных фельзитах являются халцедон, кристобалит и опал, кварц, кристобалитовый халцедон (люссатит), окисные минералы марганца и железа; иногда в пустотах наблюдаются параморфозы кварца по тридимиту. К редким минералам относятся кальцит и флюорит, окраска последнего варьирует от темно-фиолетовой до бесцветной.

Особенно разнообразны сталактитообразные, нитевидные и сферолитовые формы минералов кремнекислоты, отличающиеся постоянством состава, что связано прежде всего с относительно однородным химическим составом вмещающих пород.

Изучение морфологии этих образований в обнажениях участка Утес показало, что сложные скопления халцедона и кристобалита (опала), нередко наблюдаемые в нижних частях полостей в виде агата (фиг. 22, а), имеют горизонтальную ориентировку (насколько об этом дают возможность судить линейные размеры пустот). Это позволяет сделать вывод о том, что наблюдаемые элементы залегания пород не изменились или мало изменились, по крайней мере на данном участке, с момента выполнения пустот.

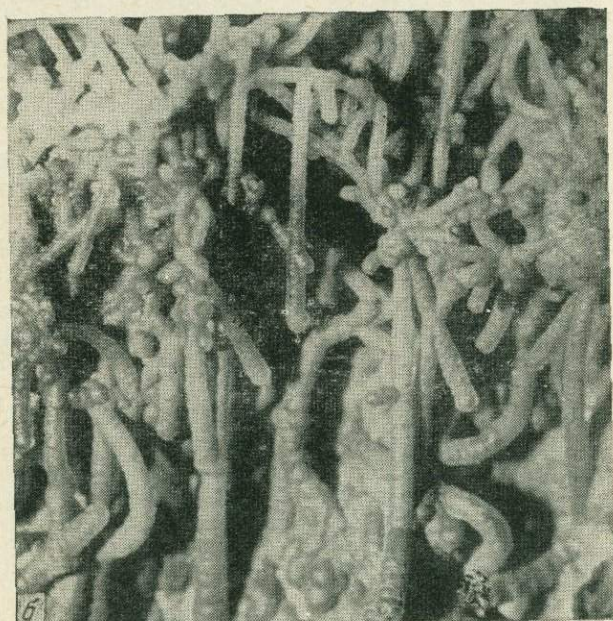
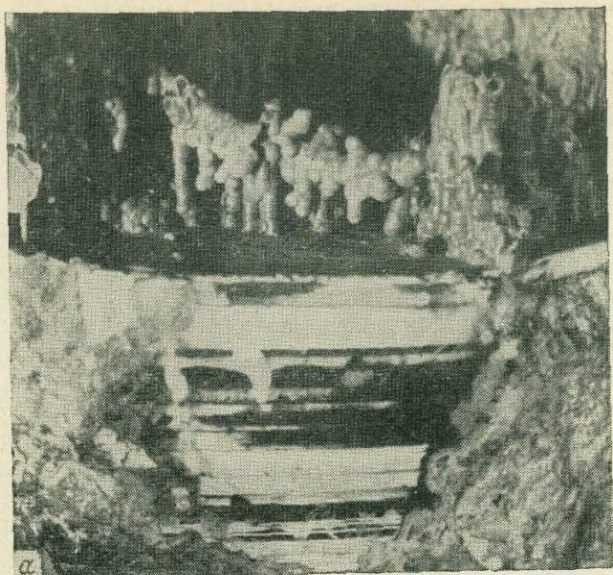
Важная роль изучения морфологии минеральных образований в пустотах горных пород, как природных отвесов и уровней, была особо подчеркнута в работах Д. П. Григорьева (1946, 1947, 1948); рассмотрен этот вопрос также Р. Шроком (1950), Г. Н. Вертушковым (1954) и другими.

При этом следует отметить, что морфология халцедоновых образований в породах Мухор-Талы иная, чем, например, в образце из месторождения Пойник (Венгрия), описанного Д. П. Григорьевым (1948); здесь, как мы увидим ниже, не наблюдались сталагмиты и сталактиты в обычном их понимании.

Взаимоотношение минералов в полостях вторичных фельзитов свидетельствует о том, что первым кристаллизовался тридимит, пластинки которого (до $1,5 \times 1,5$ см) несколько внедрены в стекловатый материал стенок полостей. Как правило, тридимит или был раствором, или превратился в кварц.

Волокнистая с положительным удлинением разновидность кристобалита — люссатит не редкость в породах Мухор-Талы, что отмечает и В. В. Наседкин (1963), первый исследовавший его в породах Забайкалья; в метасоматически измененных породах наблюдается кристобалит с отрицательным удлинением волокон — люссатин.

Люссатит чаще всего наблюдается на стенках полостей; если в них были кристаллы тридимита, то они оказывались также покрытыми слоем люссатита. Иногда отчетливо наблюдается проникновение люссатита в породу с явными признаками замещения.



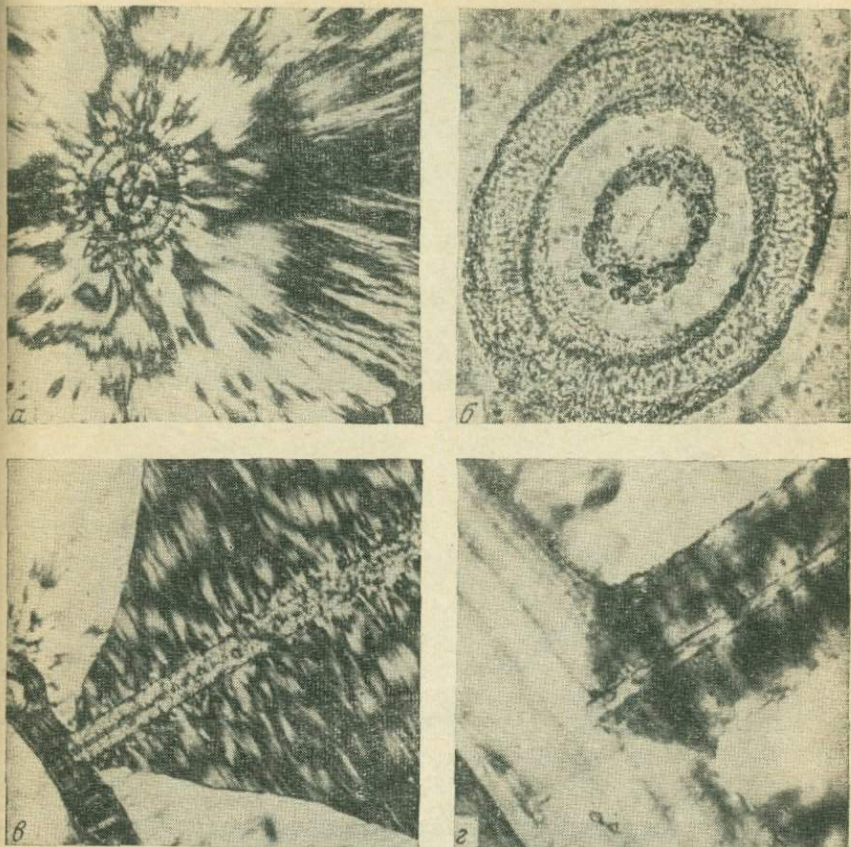
Фиг. 22. Формы выделений агата

a — полость в брекчированном гидротермально-измененном вулканическом стекле; натур. вел. участок «Утес»; *b* — нитевидные кристобалит-халцедоновые выделения, увел. 5; участок «Утес»

Показатель преломления люссатита варьирует в широких пределах: 1,425—1,445; двупреломление низкое, менее 0,003; удельный вес 2,05—2,25; характерный цвет серовато-белый с голубым оттенком.

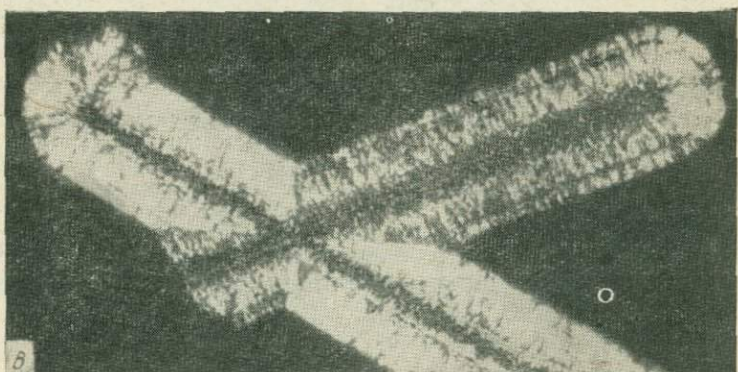
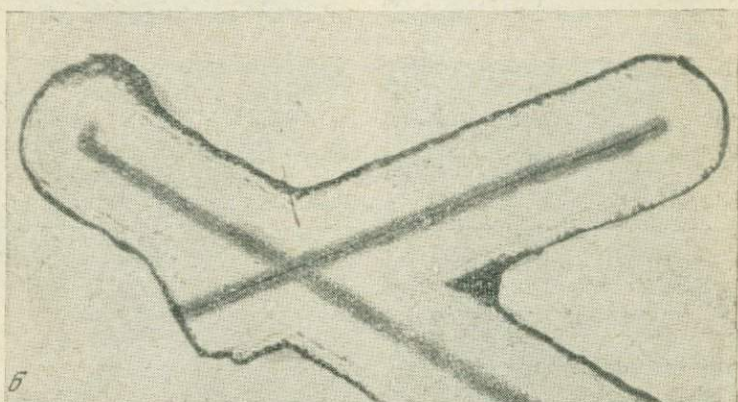
Люссатит служит подложкой для тонковолокнистого халцедона. Его выделения содержат тонкие прослойки кристобалита, которые отличаются от более ранних его образований прежде всего не столь отчетливым волокнистым строением и пониженным двупреломлением; от этих прослоек кристобалита нередко ответвляются тонкие (до 1 мм) цилиндрические агрегаты, отделенные с внешней стороны тонким слоем буроватой сыпи и покрытые слоями халцедона с типичными структурами сферолитового роста, выраженными на поверхности. Это свидетельствует о их последовательной кристаллизации с поверхности агрегата. На фиг. 22—24 даны макро- и микрофотографии этих образований. В одних случаях на ориентировку таких нитевидных тел оказывала влияние сила тяжести, в других — такая зависимость совершенно отсутствует. Макро- и микростроение нитевидных образований показывает, что отложение материала (кристаллизация) на волосовидной затравке, диаметр которой нередко менее 0,002 мм, происходило равномерно, включая концевые части нитей, что резко отличает последние от формирования типичных натечных форм. При наблюдении срезов и сколов единичных стержней халцедона создается впечатление, что основанием для них послужили кристобалитовые, возможно опаловые, трубки (диаметр 0,01—0,1 мм); однако микроскопическое изучение стержней в местах их взаимного пересечения показало (фиг. 24), что они образовались в результате последовательного отложения материала на очень тонкой затравке, которой служили нитевидные, возможно опаловые, выделения, формирование которых некоторые авторы (Liesegang, 1911, 1915; Ферсман, 1916; Чухров, 1955) связывают с ростом ячейки из кремнистого вещества в результате осмотического давления. Некоторые трубчатые формы халцедона, по мнению П. П. Пилипенко (1934), образуются путем притока вещества к концевой части стержня. В ряде случаев стержневые формы халцедона могут оказаться полыми в результате растворения осевой части такого стержня, состоявшей из кристобалита или тридимита. Интересно, что агрегаты кристобалита, аналогичные по форме натечным, могут формироваться из газовой фазы (Корякин, Қайнарский, 1954); для других минералов также известно образование колломорфных форм из газовой фазы (Синяков, 1957).

Изучая структуру стержневых образований минералов кремниескислоты, необходимо иметь в виду возможность их полной перекристаллизации с образованием относительно крупных кристаллов кварца; в этом случае первичное строение стержня стирается. В одной из полостей нитевидные стержни халцедона оказались усаженными мелкими кристалликами кварца.



Фиг. 23. Внутреннее строение нитевидных кристобалит-халцедоновых выделений
a — поперечный разрез под углом 50° к продольной оси нити; с анализатором, увел. 86;
b — то же, без анализатора, увел. 320, видны два кристобалитовых (люссатит) слоя, в
 центре тонкий (диаметр около 0,0015 мм) прозрачный стержень, характер рельефа не оп-
 ределим; *v* — продольный разрез, видно основание выделения, расположенное в кристоб-
 балитовом слое (поперечный разрез); с анализатором, увел. 80; *z* — то же, основание вы-
 деления, с анализатором, увел. 480; виден характер сочленения средней кристобалитовой
 части нитевидного выделения с кристобалитовым основанием — кристобалитовым прослой-
 ком (в халцедоновой массе); осевая часть (диаметр около 0,003 мм), на снимке видна
 недостаточно отчетливо, также состоит из двух прозрачных слоев, с резко различными
 показателями преломления

Изложенное выше показывает, что стержневые формы хал-
 цедона в полостях вторичных фельзитов Мухор-Талы имеют бо-
 лее сложный генезис, нежели обычные натечные сталактиты.
 Сходные формы халцедона были описаны в ряде работ (Гри-
 горьев, 1958; 1961; Русько, 1953; Шаронов, 1963). Исключитель-



Фиг. 24. Пересекающиеся кристаллит-халцедоновые нити

а — общий вид, увел. 45; б — полированная пластинка толщиной 0,04 мм, без анализатора, вблизи поверхности виден кристаллитовый слой, средняя часть окрашена окислами железа в буровато-желтый цвет, диаметр нити около 0,002 мм, рельеф отрицательный; в — то же с анализатором

ный интерес для понимания генезиса и особенностей морфологии нитевидных и стержневых образований халцедона представляют результаты изучения природного силикагеля из термальных вод Паужетки (Камчатка), опубликованные Л. М. Лебедевым (1963). Из этих данных следует, что тончайшие волокна кремнезема образуются как путем роста осмотических трубок, так и в результате слияния в виде цепочек глобуль кремнезема; последние, очевидно, являются мицеллами.

Плоскопараллельные скопления халцедона и опаловидного кристобалита (опал в породах района наблюдается очень редко) во всех известных автору случаях образовались позже нитевидных выделений халцедона. Морфология и структура этих образований может быть удовлетворительно объяснена лишь при допущении, что их существование есть результат последовательного отложения кремнекислоты из поступающих растворов. Поверхность площадок различна; от зеркально-гладкой до сплошь усаженной мелкими кристалликами кварца. Когда зерна кварца находятся в тесной ассоциации с халцедоном, отчетливо проявляется ориентирующее влияние последнего на кристаллические индивиды кварца, которые развиваются на концах волокон халцедона (фиг. 25). Эта закономерность взаимоотношений халцедона и кварца была детально изучена Г. Г. Леммлейном (1946).

На одной из щеток среди «лежачих» кристаллов кварца наблюдались хорошо образованные кристаллы одного из окисных минералов марганца, вероятно пиролюзита. Кристаллы состоят из комбинации квадратной призмы и пирамиды того же рода; на гранях вертикальная штриховка, спайность совершенная и параллельная оси c ; черта серовато-черная. Окисные минералы марганца и железа сосредоточены главным образом в определенного типа полостях с кремнистым ячеистым каркасом, в промежутках которого находится буровато-черная сажистая масса с преобладанием в ее составе марганца, содержание которого в самой породе весьма незначительно (менее 0,05%). Морфология данных полостей напоминает некоторые коллоидальные образования окиси железа и кремнезема, изученные В. И. Кузнецовым (1948) в зоне окисления одного из сульфидных месторождений. Несмотря на различие геолого-структурной обстановки, механизм преобразования вещества в пустотах в обоих случаях, вероятно, был аналогичным.

Известно, что в условиях окислительной среды легко происходит отделение железа от марганца, так как потенциал превращения последнего в двуокись значительно выше, чем потенциал перехода железа в трехвалентное состояние (Мезон, 1950). По экспериментальным данным в обычных условиях осаждение окислов марганца из раствора хлорида марганца происходит в щелочной среде и сопровождается окислением осадка (Листова, 1961).



Фиг. 25. Ориентированный рост кристаллов кварца на поверхности халцедона
а, б, в — различные генерации кварца, увел. 24

Остановимся на некоторых вопросах генезиса минералов кремнезема и, прежде всего, халцедона и кристобалита (люссатита). Как известно, условия образования халцедона ограничиваются малыми давлениями и сравнительно невысокими температурами; достаточно хорошо известны примеры образования халцедона в холодных водных растворах (Вернадский, Курбатов, 1937; Чухров, 1955). Среди физико-химических факторов, от которых зависит формирование той или иной структурной модификации кремнезема, важное место зани-

мает степень пересыщенности растворов кремнием (Тимофеев, 1911; Леммлейн, 1946 и др.).

Представляют интерес опыты К. Корренса по растворимости в воде аморфного кремнезема в зависимости от щелочности — кислотности раствора; по данным этого автора при 20° растворимость изменяется от 390 частей на 1 см³ при pH=3 до 3780 частей на 1 см³ при pH=11; увеличение кислотности выше pH=3 снова влечет повышение растворимости кремнезема (Coggens, 1940).

Экспериментальные работы показывают, что благоприятной средой для образования халцедона (кристаллизация из кремнистых растворов и замещение аморфного кремнезема и силикатных стекол) является водный раствор умеренной щелочности; в кислой среде халцедон не образуется, в сильнощелочной — кристаллизуется кварц. Важное значение имеет также давление (Хитаров, 1953; Mosey a. Ingerson, 1937; White a. Corwin, 1961). При низких давлениях, 100—200 атм в интервале 100—400°, растворимость в воде кварца и кварцевого стекла изменяется наиболее резко (в десятки раз) в зависимости от температуры (Хитаров, 1953; Kennedy, 1950). Этим свойством воды можно частично объяснить образование скоплений в пустотах фельзитов, а также в полых сферолитах «высокотемпературного» опаловидного кремнезема и более позднего кварца.

В нашем случае, в полостях, халцедон подстилается люссатитом, который в данной ассоциации, возможно, отличается по генезису от волокнистого кристобалита, выделения которого находятся как внутри, так и с поверхности халцедоновых образований. Возможно, здесь имело место перерождение опала; этим, в частности, можно объяснить снижение показателя преломления волокнистого кристобалита до 1,410. Переход опала в кристобалит при низких температурах обусловлен присутствием последнего в молодых осадочных породах, пепловых туфах и бентонитах (Васильев, Веселовская, 1936; Залесский, Сазонова, 1946; Забелин, 1961; Flörke, 1962). Названные авторы высказывают точку зрения о люссатите как о структурной разновидности кремнезема, промежуточной между аморфным опалом и α -кристобалитом (Забелин, 1961). Полученные нами данные не противоречат такому представлению. В породах Мухор-Талы даже изотропные опалы ($N=1,428-1,430$) встречаются редко, но и они рентгенографически обнаруживают кристаллическое строение (низкотемпературный кристобалит).

Между тем известны опалы, на рентгенограммах которых обнаруживаются лишь размытые линии, характерные для аморфной кремнекислоты (Забелин, 1961; Flörke, 1962; Jones a. oth., 1963).

Интересны исследования О. Радзевского и Г. Рихтера (Radzewski u. Richter, 1941), из которых следует, что рентгенографическая картина гидрозолей кремнезема по мере их старения постепенно приближается к таковой кристобалита. Опыты:

Г. Гиллинхэма (1950) показали, что гель кремнезема после выдержки не более 80 часов в интервале температур 350—530° и давлении не выше 375 атм, а также соответственно 350—450° и не выше 400 атм превращается в кристобалит.

Люссатит как одна из кристаллических разновидностей кремнезема был выделен очень давно (Mallard, 1890), однако отношение его к кристобалиту до сих пор окончательно не выяснено. Здесь, вероятно, значительное влияние на данные рентгеноструктурного анализа, как это следует из ряда работ и прежде всего М. Бюргера (Buerger, 1948, 1954), могут оказывать примеси ряда элементов, содержание которых в природных агрегатах кристобалита может достигать 1%.

Полуколичественный спектральный анализ образца мухорталинского голубовато-белого люссатита ($N=1,445$, уд. вес = 2,30) показал следующие содержания элементов-примесей (в условных ед.) *: Al — 8; Ca — 6; Mg — 5; Fe — 7; Mn — 5; Ti — 5; K — 7; Na — 7; Sr — 4; Be — 1; Ge — 2; Zr — 3; Y — 1; La — 3; Ag — 1; Nb — 2; Zn — 3; Pb — 1; V — 1.

Кроме того, обнаружены, следы меди. Li, In, Ga, Sc, W, Mo, Cd, Sb, Bi, Sn, Ni, Co, Cr, As — не обнаружены.

Содержание щелочей в халцедоне ($N=1,542-1,438$, удельный вес = 2,52) и опаловидном (белом) кристобалите ($N=1,448$, удельный вес = 2,28), соответственно: Na_2O — 0,06 и следы; K_2O — 0,10 и следы (данные пламенной фотометрии).

Значение кристобалита как порообразующего минерала в древних, в частности третичных эффузивных, породах было выявлено сравнительно недавно (Белянкин, 1923; Белянкин, Петров, 1936; 1949; Влодавец, 1946; Купо, 1933; Larsen, Irving a. oth., 1936).

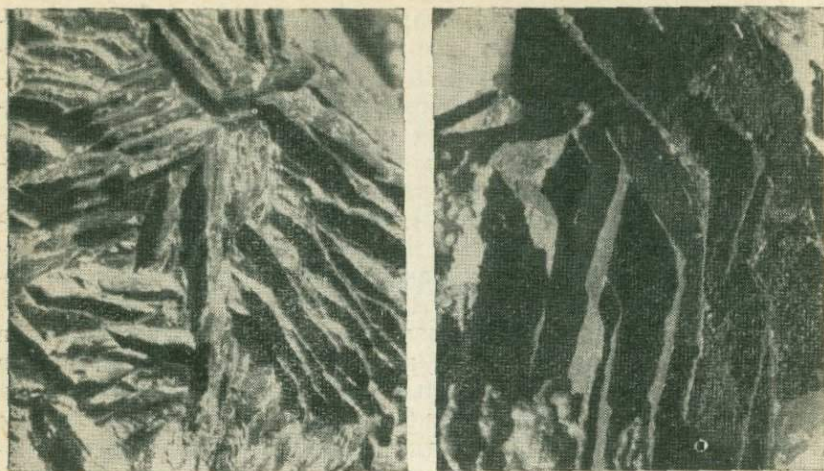
Новые данные, прежде всего по Забайкалью, показывают, что кристобалит может сохраниться при благоприятных условиях в породах старше третичного возраста.

Д. Грунер (Gruner, 1940), обнаруживший, как и многие другие исследователи, кристобалит в глинистых осадках молодых отложений, не наблюдал этого минерала в породах старше мелового возраста.

Тридимит в пустотах вторичных фельзитов, как уже было отмечено, относится к наиболее ранним выделениям кремнезема и в полостях не сохранился (фиг. 26).

Большинство исследователей относят тридимит, наблюдаемый в эффузивных породах, к пневматолитовым образованиям. В пустотах кислых пород тридимит нередко находится в ассоциации с кристаллами кристобалита, другие минералы, сингенетичные с ним, редки. Аналогичное явление наблюдается и в изученных породах: здесь из ранних выделений в полостях установлено

* 1 — 0,001—0,003%; 2 — 0,003—0,01%; 3 — 0,01—0,03%; 4 — 0,03—0,1%; 5 — 0,1—0,3%; 6 — 0,3—1%; 7 — 1—10%; 8 — больше 10%.



Фиг. 26. Кварцево-халцедоновые слепки с поверхности друз кристаллов тридимита, увел. 2,5

лишь присутствие тридимита. Интересные ассоциации тридимита с другими минералами обнаруживаются в андезитах, в частности в тридимитовых андезитах Кракатау, где, по данным И. Петгера и Р. Вербека (Verbek, 1886), тридимит находится в пустотах совместно с кристаллами амфибола и кварца, причем последний образует кристаллы с ромбоэдрическими вершинами, характерные для низкотемпературных образований.

Как показывают экспериментальные данные, в системе кремнезем — вода ассоциация кварц — тридимит в условиях низких давлений равновесна при температуре 850—900° (Островский и др., 1959). При температурах ниже указанных тридимит неустойчив, поэтому консервация его в пустотах эффузивных пород связана, очевидно, прежде всего с быстрым уходом воды из системы и мало зависит от особенностей теплообмена пород; последний вывод подтверждается наличием крупных тел тридимит-содержащих пород, прежде всего трахитов.

Описанные нами вторичные фельзиты в значительной степени образовались в результате действия водных растворов на вулканические стекла, поэтому в полостях вместо тридимита присутствует кварц. Кроме того, в составе растворов значительную роль, вероятно, играли углекислые соединения щелочей и прежде всего натрия, который мог извлекаться из самих стекловатых пород. Этот вывод подтверждается химическим составом вторичных фельзитов (проба 20-59, табл. 27).

Как отмечает В. Эйтель (1962), основания в алюмосиликатных стеклах обмениваются довольно легко. Поэтому некоторый

интерес представляет один из старых опытов И. Лемберга (Lemberg, 1876): нагревая длительное время стекло из плавленного нефелина в водном растворе K_2CO_3 , И. Лемберг получил гидратированное стекло, в котором натрий был полностью замещен калием. Изучение современной гидротермальной деятельности показывает, что натрий и калий в этих процессах ведут себя различно. Например, натровые риолиты Йеллоустонского парка (бассейн рек Верхней и Норрис) под действием гидротерм обогащаются калием в результате не только выщелачивания натрия, но и дополнительного привноса его из более глубоких горизонтов пород (Fenner, 1926; Allen, 1935).

В полостях к моменту образования люссатита и халцедона сохранилась часть тридимита, но дальнейшее возрастание в растворах количества углекислых щелочей, особенно натрия, привело к полному растворению тридимита. Многочисленные следы растворения этого минерала составляют одну из особенностей минеральных образований полостей в фельзитах (фиг. 26). Подобное представление о составе растворов подтверждается также присутствием, несмотря на бедность пород кальцием, кристаллов кальцита. Показатель преломления (N_e) кальцита в плоскости, параллельной спайности по ромбоэдру, составляет 1,572, то есть несколько выше, чем у чистой кальциевой разновидности. В составе кальцита обнаружены небольшие количества железа, марганца и магния.

Таким образом, условия формирования вторичных фельзитов оказались неблагоприятными для консервации тридимита.

Наиболее поздние выделения в полостях вторичных фельзитов представлены тонкозернистыми агрегатами существенно карбонатного состава; чаще это тонкие (менее 1 мм) корочки или почковидные скопления. По данным термического анализа, карбонат относится к кальциту. Следует отметить, что эти отложения бедны примесями металлов и содержат (в %): Zr, Cu, Ag, Sn — 0,001—0,003; Be, Ga, In, Ge, Sc, Y, La, W, Mo, Nb, Zr, Cd, Sb, Bi, Pb, Co, V, As — не обнаружены; не обнаружен также калий, содержание натрия 0,1—0,3%; алюминия и кремния более 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканические образования Мухор-Талы представлены, в основном, экструзивными куполами — это наиболее характерная особенность геологического строения района. В связи с угасанием вулканической деятельности горные породы оказались в стабильных условиях и не претерпели каких-либо существенных изменений, сохранив свой кайнотипный облик. Этот вывод подтверждается наличием вулканических стекол — пород, чрезвычайно чувствительных к воздействию метаморфизирующих агентов. Вторичные изменения пород вулканического и поствулканического периода проявились в основном в зонах брекчий и туфов, обрамляющих экструзивные купола.

Кратко подытоживая результаты исследования кислых водосодержащих вулканических стекол Мухор-Талы, необходимо отметить, что наблюдаемые факты наиболее удовлетворительно можно объяснить, если рассматривать гидратацию стекла как низкотемпературный процесс, протекавший в интервале от 300° до температур дневной поверхности.

Образование перлитовой отдельности в кислых вулканических стеклах связано с изменением объема стекла при гидратации; этому процессу способствует структурная подготовка породы (наличие густой сети трещин доперлитовой трещиноватости) и температурный режим, сильно влияющий на скорость гидратации стекла.

Структурное положение воды в кислом вулканическом стекле во многом сходно с цеолитами; однако последние, отличаясь упорядоченной структурой и обладая близкими плотностями, имеют более «открытую» структуру, следствием чего является крайняя подвижность воды в цеолитах и их способность к катионному обмену (щелочи легко замещаются щелочными землями), эти процессы протекают при обычных температурах. В отличие от цеолитов при гидратации вулканического стекла значительная часть молекул воды разрушается и входит в его структуру в виде ионов водорода и гидроксильных групп.

Среди вулканических стекол, стекловатых пород и фельзитов Мухор-Талы широко распространены шаровые и другие тесно ассоциирующие с ними образования, связанные с раскристаллизо-

ванными породами. Суммирование фактических данных о шаровых образованиях в кислых вулканических породах Мухор-Талы и других районов древнего и современного вулканизма, а также результатов критического разбора обширных литературных данных о кислых шаровых лавах приводит к следующему.

1. Образование шаровых агрегатов в кислых лавах вызвано сферолитовой кристаллизацией переохлажденного стеклообразного расплава, обладающего чрезвычайно высокой вязкостью; наложенные, вторичные, процессы играют модифицирующую роль.

2. Кристаллизация, происходящая в кислых стекловатых породах, в стадии их перерождения (образования вторичных сферолитов) часто приводит к широкому развитию сферолитовых микроструктур.

3. Первичная сферолитовая кристаллизация кислых стеклообразных лав сопровождается перераспределением щелочей между кристаллической частью и вмещающим ее стеклом; причем на ранней стадии в сферолитах заметно преобладает связывание натрия. По мере кристаллизации активность калия возрастает. Эта особенность резко проявляется при наложенных гидротермальных процессах.

4. Вновь возрожденное представление о влиянии процесса ликвации на формирование некоторых кислых лав основано на отдельных морфологических аналогиях, подкрепленных умозрительными построениями. Изучение морфологии, состава и генезиса шаровых образований в силикатных стеклах и породах, а также петрографии вулканических пород, вулканологии, технологии производства стекла, экспериментальной петрографии и минералогии снова приводит к заключению об ошибочности ликвационного происхождения сферолитов в стекле.

ЛИТЕРАТУРА

- * *Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А.* Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван, 1962.
- * *Адамчик К. А.* Исследования вулканических стекол Дальнего Востока. В сб. «Научные работы Дальневосточ. науч.-иссл. ин-та по строительству», вып. 1, 1961.
- * *Антипин В. Н.* О вулканических стеклах хребта Цаган-Хунтей.— Изв. высш. учебн. завед., геол. и разведка, 1958, № 12.
- * *Апрелков С. Е., Шеймович В. С.* Плиоценовые экструзии юго-восточной Камчатки.— В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Арсенев А. А., Нечаева Е. А.* Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья.— Труды ИГН АН СССР, вып. 128, 1951.
- * *Арутюнов В. Г.* Перлиты Армении — новое эффективное сырье для стекольной промышленности.— Стекло и керамика, 1965, № 4.
- Батанова А. М., Ормонт Н. Н.* Скелетные формы некоторых силикатов и их связь со структурой.— Вестн. МГУ, серия IV, геология, 1964, № 5.
- Бацанов С. С.* Структурная рефрактометрия. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1959.
- Башарина Л. А.* Экзгаляции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А.* Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 8.
- Белов И. В.* Перспективы использования в строительстве мезокайнозойских лав, вулканических стекол и туфов в Прибайкалье. В кн. «Труды Бурят-Монгольского регионального совещания». Улан-Удэ, 1960.
- * *Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. 1963.
- Белов И. В., Кащеев Г. Н., Кащеева Т. В., Скоробогатова В. И., Троицкая Л. Н.* Физико-химические свойства вулканических стекол Западного Забайкалья. В кн. «Физико-химический анализ». Труды юбилейной конференции. Новосибирск, 1963.
- Белов И. В.* Кристаллохимия минерализаторов.— Докл. АН СССР, новая серия. 1950, т. 71, № 1.
- Белов И. В.* Некоторое применение теории минерализаторов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.
- Белов И. В.* Особенности застывания алюмосиликатных расплавов.— Труды четвертого совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1953, вып. II.
- Белов И. В.* Об атомной структуре стекла. В кн. «Строение стекла». Труды совещ. по строению стекла. Ленинград, 23—27 ноября 1953 г. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1955.

* Здесь и далее везде звездочкой отмечены работы, содержащие химические анализы пород, использованные для составления сводной диаграммы (фиг. 8).

- Белянкин Д. С. К петрографии перевала Штулу-Вцек в Центральном Кавказе.— Изв. АН СССР, 6 серия, т. 17, № 1—2, 1923. Белянкин Д. С. Избр. труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1958.
- Белянкин Д. С. О воде в некоторых минералах.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1933, вып. 4.
- Белянкин Д. С. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1933, вып. 4.
- Белянкин Д. С. Некоторые явления из области петрографии технических продуктов.— Труды второго совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1937.
- Белянкин Д. С. О характеристике брекчиевых и полосчатых лав вулкана Эльбруса.— Докл. АН СССР, 1938, т. 21, № 5.
- Белянкин Д. С. К вопросу минералогии в технике.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 4.
- Белянкин Д. С. Магматическая ликвация — можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания?— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 5.
- * Белянкин Д. С., Еремеев В. П. Вулканические стекла Аджаристана.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1936, вып. 5.
- * Белянкин Д. С., Иванова В. П. Термооптический анализ вулканического стекла.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1934, вып. 6.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1949, вып. 1.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.
- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Бернал Д. Д. Роль воды в кристаллических веществах.— Успехи химии, 1956, т. 25, вып. 5.
- Богданович К. И. Заметка о месторождении мареканита около города Охотска.— В сб. «Памяти И. В. Мушкетова». Под ред. К. И. Богдановича и А. П. Герасимова.— С.-Пб., 1905.
- Бодан А. Н. Экспресс-метод определения удельного веса жидких и твердых веществ.— Зав. лаборатория, 1964, т. 30, № 11.
- * Бойд Ф. Р. Спекшиесе туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг.— В сб. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- * Бок И. И., Дмитриевский В. С. Перлит Джунгарского Алатау как цементное сырье.— Изв. Каз. фил. АН СССР, 1944, № 2—3.
- Боровик С. А., Влодавец В. И. О возгонах Гуйлы и Биокоса сбора 1936 г.— Булл. вулканолог. станции АН СССР на Камчатке, 1938, № 4.
- Боуэн Н. Л. Данные по вязкости силикатных расплавов.— В кн. «Физико-химическая минералогия и петрология». ОНТИ, 1936, вып. 1.
- Бочвар А. А. Исследование механизма и кинетика кристаллизации сплавов эвтектического типа. ОНТИ — НКТП — СССР. М.—Л., 1935.
- Бреховский С. М., Черемисинов В. П. Исследование структуры боратносвинцовых и боратновисмутовых стекол с помощью инфракрасной спектроскопии.— В сб. «Стеклообразное состояние». Труды 3 Всесоюз. совещ. 16—20 ноября 1959 г. М.—Л., 1960.
- Будников П. П., Бобровник Д. П. Искусственная пемза из обсидианов Армении и ее использование для получения легковесного бетона.— Керамика, 1939, № 9.
- * Будников П. П., Полинковская Л. И. Исследование вулканических водосодержащих стекол и продуктов их вспучивания.— Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 2.
- * Бурлянова И. З., Фаворская М. А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- * Вакар В. А. Жильные липариты и обсидианы из Колымского края.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 3.
- Васильев К. В., Веселовская В. С. К учению о дисперсной структуре.— Ж. физ. хим., 1936, т. 7, вып. 6.

- * Вахрушева М. Е., Турунхаев В. И. Перлитовые месторождения Бурятии.— Труды второго совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- * Вегунс А. Т. Месторождения перлита в Армении.— Разведка и охрана недр. 1958, № 11.
- * Веников П. Н. Эвтакситовые стекла липаритов.— Труды С.-Петербургского об-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минералог., 1890, т. XXI.
- Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, М.—Л., 1937.
- Вертушков Г. Н. Сталактиты кварца в жеоде лимонита со Среднего Урала.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. М.—Л., 1954, ч. 83, вып. 3.
- Виар Ж. Механизм действия воды в условиях повышенных температур и давления при образовании и превращении силикатов.— В кн. «Химия земной коры». Труды геохимической конференции АН СССР, т. II. Изд-во «Наука», 1964.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— Геохимия, 1962, № 3.
- Власов А. Г. Количественное соотношение упорядоченной и неупорядоченной фаз. в стекле.— В сб. «Стеклообразное состояние». Труды 3 Всесоюз. совещ. 16—20 ноября 1959 г. М.—Л., 1960.
- Влодавец В. И. Химический облик изверженных пород Камчатки.— Бюлл. вулканолог. станции АН СССР на Камчатке, 1940, вып. 9.
- Влодавец В. И. О кристобалите в горных породах Камчатки.— Сб., посвящ. 70-летию акад. Д. С. Белянкина. Изд-во АН СССР, 1946.
- Влодавец В. И. О вулканологической терминологии.— Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, 1954, вып. 21.
- Влодавец В. И. Вулканы и вулканические образования Семьячинского района.— Труды лабор. вулканолог. АН СССР, 1958, вып. 15.
- Волярович М. П. Физико-химические исследования расплавов горных пород (вязкость, упругость, кристаллизация).— Труды второго совещ. по эксперимент. минерал. и петрогр. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1937.
- Волярович М. П., Корчемкин Л. И. О влиянии газов на кристаллизацию расплавов горных пород.— Труды ИГН, серия петрогр., 1940, вып. 25, № 8.
- Волярович М. П., Леонтьева А. А. Определение вязкости кварцевого стекла в области размягчения.— Ж. физ. химии, 1936, т. 8, вып. 3.
- Волярович М. П., Леонтьева А. А. Исследование вязкости обсидиана в связи с вопросом генезиса пемзы.— Докл. АН СССР, 1937, т. 42, № 3.
- Волярович М. П., Чепурин В. П. Опыты по нагреванию обсидианов под давлением в связи с вопросом генезиса пемзы.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1944, М.—Л., ч. 77, вып. 1.
- Волярович М. П., Леонтьева А. А., Корчемкин Л. И. Исследование вязкости кристаллических эффузивных горных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения.— Зап. Всерос. минерал. об-ва. М.—Л., 1940, ч. 69, № 1.
- Воловикова И. М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта.— Труды ИГН, серия петрогр., 1955, вып. 159, № 32.
- Воловикова И. М., Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта (Средняя Азия).— В сб. «Вопросы вулканизма». Труды I Всесоюз. вулканолог. совещ. Изд-во АН СССР, 1962.
- Волянюк Н. Я. Вулканические стекла из Мухор-Талы (Западное Забайкалье). Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., 1958, вып. 14.
- Волянюк Н. Я. К петрографии пород месторождения вулканических стекол Мухор-Талы (Западное Забайкалье).— Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, 1962, вып. 3.
- Герасимов А. П. Северо-восточное подножие Эльбруса.— Изв. геол. Комитета, 1911, т. 30.
- Герасимов А. П. О полевых шпатах с горы Бештау (Северный Кавказ).— В сб.

- «Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности». Изд-во АН СССР, 1936, т. II.
- Герасимовский В. И.* Опал, содержащий щелочи.— В сб. «Вопросы минералогии, геохимии, петрографии», посвященном памяти А. Е. Ферсмана. Изд-во АН СССР. М.— Л., 1946.
- Гиллинхэм Т. Е.* Растворимость и перенос кремнекислоты и других нелетучих водяным паром.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Под ред. и предисл. акад. Д. С. Белянкина. ИЛ, 1950.
- Гилярова М. А.*, Шаровые лавы Суонсарского района Южной Карелии и проблемы генезиса шаровых лав.— Учен. зап. Ленингр. гос. ун-та, серия геол. наук, 1959, вып. 10, № 268.
- Гинзберг А. С.* Минерализаторы, их теоретическое и практическое значение.— Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та им. А. И. Герцена, фак. естеств. наук, 1936, вып. 6.
- Гинзберг А. С.* Ложноравновесные явления и вопросы петрологии и техники.— Труды второго совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии 7—10 мая 1936 г. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1937.
- Гинзберг А. С.* Вода в магме.— Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1947, вып. 54.
- Грейс Д. В.* Явления несмешиваемости в силикатных расплавах.— В сб. «Классические работы по физико-химии силикатов». ОНТИ, Хим-теорет., 1937.
- Григорьев Д. П.* К вопросу о генезисе агатов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1934, т. XII, № 2.
- Григорьев Д. П.* Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам.— Зап. Всерос. минералог. об-ва. М.— Л., 1935, ч. 44, вып. 1.
- Григорьев Д. П.* Некоторые проявления влияния силы тяжести на образование и распределение минералов в месторождениях.— Зап. Всерос. минералог. об-ва, 1946, ч. 75, вып. 2.
- Григорьев Д. П.* О генезисе минералов.— Зап. Всерос. минералог. об-ва. М.— Л., 1947, ч. 76, вып. 1.
- Григорьев Д. П.* Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации.— В сб.: «Академику Д. С. Белянкину, к 70-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР, 1946.
- Григорьев Д. П.* Минералогические отвесы и уровни.— Природа, 1948, № 3.
- Григорьев Д. П.* О генезисе натечных или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. М.— Л., 1953, ч. 82, вып. 1.
- Григорьев Д. П.* Перекристаллизация минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 2.
- Григорьев Д. П.* Онтогенез минералов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, Львов, 1961.
- Григорьев Д. П., Искуль Е. В.* Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей.— Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, серия геол., 1937, № 1.
- Гущенко И. И.* К механизму образования пирокластического материала.— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1962, вып. 22.
- Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.
- Дарвин Ч.* Геологические наблюдения над вулканическими островами и частями Южной Америки, посещенными во время путешествия корабля ее величества «Бигль». Соч., т. 2. Гос. изд. биол. и мед. лит. М.— Л., 1936.
- Джрбашян Р. Т.* Сферолитовые лавы окрестностей села Гамзачман.— Изв. АН СССР, серия, геол., 1961, № 11.
- Джрбашян Р. Т., Фаворская М. А.* О шаровых образованиях в районе Пушкинского перевала (Арм. ССР).— В сб. «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах».— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Долгов Ю. А.* Пневматолитизм и развитие гранитных интрузий.— В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза».— Труды третьего Всесоюз. петрогр. совещ. Изд-во «Наука», 1964.

- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. 1936.
- Елизарьев Ю. З. Древние конгломераты Китайских Альп (Восточный Саян).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Еремеев П. В. О мареканите, обсидиане и перловом камне из Камчатки. Протокол от 21 апр. 1870 г., § 59.— Зап. минерал. об-ва, С.-Пб., 1871, ч. 6.
- Ершова З. П. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системах типа $MeF_2-Al_2O_3-SiO_2$.— Геохимия, 1957, № 4.
- Ершова З. П. Некоторые закономерности явлений расслоения во фторсиликатных расплавах.— В сб. «Труды Шестого совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии», 1961, Изд-во АН СССР, 1962.
- Ершова З. П., Ольшанский Я. И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системах типа $MeF_2-Al_2O_3-SiO_2$.— Геохимия, 1957, № 8.
- Ершова З. П., Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных стеклах, содержащих щелочные металлы.— Геохимия, 1958, № 2.
- * Жуков А. В., Байвель И. Я., Солонинко И. С. Вспученный перлит. Киев, 1960.
- Забелин В. А. О кристаллической структуре кремнезема опалов и люссатита.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 1.
- Заварицкий А. Н. Изверженные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Зайченко Е. П. Шаровые лавы района Нижнетюнского полиметаллического месторождения (Северный Тянь-Шань).— В сб. «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах».— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Зайченко Е. П., Фаворская М. А. К истории развития взглядов на петрографические критерии ликвации в кислых лавах.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Зелеский Б. В., Сазонова З. А. Некоторые особенности структуры и физико-механических свойств артюшкинских песчаников.— В сб.: «Академику Д. С. Белянкину, к 70-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР, 1946.
- Зеленов К. К., Канакина М. А. Бирюзовое озеро (Кальдера Заварицкого) и изучение химизма его вод в результате извержения 1957 г.— Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, Изд-во АН СССР, 1962, вып. 32.
- Иванова В. П. Термограммы минералов.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. М.— Л., 1961, ч. 90, вып. 1.
- Иностранцев А. А. Геология, т. 1. Петрография и стратиграфия. С.-Пб., 1889.
- Иоффе В. С. О структуре реальных кристаллических тел.— Успехи химии, 1944, т. 13, вып. 2.
- Каменецкий С. П. Перлиты. Свойства, технология и применение. Гос. изд. по строит., архитек. и строит. материалов. 1963.
- Карапетян К. И. Шаровидные и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Армянская ССР).— В сб. «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах».— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- * Карапетян С. Г. Шаровидные образования в обсидианах западных склонов Зангезурского хребта (Армянская ССР). В сб. «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах».— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- * Кашкай М. А. Пехштейны из Кельбаджарского района (Азербайджанская ССР).— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». В сб. «К 75-летию со дня рождения акад. Д. С. Белянкина», т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Кашкай М. А. О сферических образованиях в породах, минералах и рудах.— В сб. «Проблемы магмы и генезиса изверженных пород».— Сб., посвященный 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Изд-во АН СССР, 1963.
- * Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералогическо-петрографические и физико-химические особенности. Баку, 1961.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме.— В сб. «Земная кора». Под ред. А. Полдверварта. ИЛ, 1957.

- Киселев А. В., Лыгин В. И. Инфракрасные спектры поглощения и строение гидроксильного покрова кремнезёмов различной степени гидратации.— Коллоидный журнал, 1959, т. 21, № 5.
- * Китайгородский И. И., Родин С. В. Горные породы в стеклоделии.— Труды Гос. эконо. ин-та силикатов. 1928, вып. 26.
- Китайгородский И. И., Родин С. В. Пемзы и обсидианы Армении как сырьё для стеклоделия.— Труды ин-та строит. материалов минеральн. происхожд. и стекла. Л., 1929, вып. 26.
- Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны.— Геология и геофизика, 1960, № 11.
- Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скобло В. М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья.— В кн. «Петрография Восточной Сибири», т. III. Изд-во «Наука», 1965.
- Кон В. М. Измерение вязкости расплавленных полевых шпатов при высоких температурах.— В кн. «Физико-химическая минералогия и петрология». ОНТИ, 1936, вып. 1.
- Коптев-Дворников В. С. Явления дифференциации в гранитных интрузивах малых глубин.— Сов. геология, 1961, № 1.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, петрограф. серия, 1940, вып. 12, № 5.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Корренс К. У. Геохимия галогенов.— В сб. «Физика и химия земли». Перевод с англ. ИЛ, 1958.
- Коркани Л. И., Кайнарский И. С. Об образовании натечных агрегатов из газовой фазы.— Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. М.—Л., 1954, ч. 83, вып. 3.
- * Костюк В. П. Геолого-петрографичний нарис магматизму Карпат. Вид. АН УРСР, 1961.
- Крокер Э., Файлон Л. Оптический метод исследования напряжений, ОНТИ, М.—Л., 1936.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гостехиздат, 1954.
- Кузнецов В. И. Морфология коллоидальных образований окиси железа и кремнезема зоны окисления ледного сульфидного месторождения.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, Львов, 1948, № 2.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Лалин В. В. Ликвация силикатного расплава в металлургическом шлаке.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 13.
- Лебедев А. А. Исследование структур стекол с помощью спектральнооптических методов.— В сб. «Стеклообразное состояние». Труды третьего Всесоюзн. совещ. 16—20 ноября 1959 г. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1960.
- Лебедев Л. М. О природном силикагеле из Второго Теплового ручья на Паужетке (Камчатка).— В сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- * Лебединский В. И., Мо Кэ-Минь. О явлениях ликвации в лавах Калганского комплекса (КНР).— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вариолитах Яглубы.— Труды С-Пб. об-ва естествоиспыт., вып. 15, 1884; Избр. труды, т. 1. М.—Л., 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.— Труды С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., 1898, т. 26, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Сферолитовые породы Мугоджар. Избр. труды, т. 1. М.—Л., 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Дифференциация, эвтектика, энтропия.— Изв. С.-Петерб. политехн. ин-та, т. 6, вып. 1—2, 1906; Избр. труды, т. 1, М.—Л., 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы.— Изв. С.-Петерб. политехн. ин-та. Отд. техн., ест. и матем., 1915, т. 23, вып. 2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России. Петроград. Изд. Геол. ком., 1923; Избр. труды, т. II. М.—Л., 1949.

- * Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.— Природа, 1928, № 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема магматических пород. Изд-во АН СССР, 1934.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолитах Яглубы (Пример ликвации магмы на две несмешивающиеся жидкости).— Труды Петрограф. ин-та АН СССР, 1935, вып. 5.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, М.—Л., 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О роли и желательном направлении эксперимента в петрографии.— Труды третьего совещ. по эксперимент. минералогии и петрогр. 31 января—4 февраля 1939 г. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Жемчужный С. Порфириное строение и эвтектика.— Изв. С.-Петерб. политехн. ин-та, 1906, т. 5, вып. 1—2.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь, ОНТИ, М.—Л., 1937, Госгеолтехиздат, 1963.
- Леммлейн Г. Г. Коррозия и регенерация вкрапленников в кварцпорфирах.— Докл. АН СССР, 1930, № 13 А.
- Леммлейн Г. Г. Скелетные кристаллы кварца в липаритах.— Труды петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 3.
- Леммлейн Г. Г. О нарастании кварца на халцедон.— В сб. «Акад. Д. С. Белякину, к 70-летию со дня рождения». Изд-во АН СССР, 1946.
- * Леонтьева А. А. Исследование физических свойств обсидианов в связи с вопросом пемзообразования.— Труды ИГН, вып. 5, петрограф. серия, № 4, 1938.
- Леонтьева А. А. Измерение вязкости обсидианов и водосодержащих стекол.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, вып. 2.
- Леонтьева А. А. О скорости падения каплей сульфида в полевошпат-пироксеновом расплаве.— Зап. Всерос. минерал. об-ва, М.—Л., 1940, ч. 69, вып. 1.
- Листова Л. П. Экспериментальные исследования физико-химических условий осаждения окислов и карбоната марганца.— В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. ОНТИ, Л.—М., 1936.
- * Мануйлова Н. С., Наседкин В. В., Петров В. П., Полинковская А. И. Петрография и практическое значение перлитов Мухор-Талы (Бурятская АССР).— Труды ИГЕМ, АН СССР, 1961, вып. 48.
- * Маренина Т. Ю. Вулкан Хангар в Серединном хребте Камчатки.— Труды лаборат. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.
- Маркин Е. П., Обухов-Денисов В. В., Сидоров Т. А., Соболев Н. Н., Черемисинов В. П. Колебательные спектры и строение стеклообразующих окислов в кристаллическом и стеклообразном состояниях. В сб. «Стеклообразное состояние». Труды третьего Всесоюзн. совещ. 16—20 ноября 1959 г., М.—Л., 1960.
- Мархинин Е. К. Об энергии образования ювенильного вулканического пепла.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 5.
- Мархинин Е. К. О количестве ювенильной воды, участвующей в вулканических взрывах.— Докл. АН СССР, 1958, т. 119, № 3.
- Мархинин Е. К. Опыт оценки количества и давления газа в магме перед вулканическими взрывами.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геологии, 1962, № 2.
- Мархинин Е. К., Токарев П. И., Пугач В. Б., Дубин Ю. М. Извержение вулкана Безымянного в декабре 1961 г.— Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, 1963, вып. 34.
- Мезон В. Окисление и восстановление в геохимии.— В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Мельников М. П. Петрографические заметки. Мареканит.— Зап. минерал. об-ва, Спб., 1891, ч. 28.
- * Мельников М. П. Кулибинит.— Горн. журн. Спб., 1892, т. 2, № 4.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.

- Меняйлов А. А. Эвтакситовые лавы вулкана Швелуча на Камчатке. В сб. «Акад. Д. С. Белянкин, к 70-летию со дня рождения и 40-летию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1946.
- Меняйлов А. А. О кристобалите и полосчатых и брекчиевидных лавах.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1955, вып. 1.
- * Михайлов Р. М. Пемзовые строительные материалы.— Труды ин-та прикл. минералог., по строит. и техн. камню. М., 1930.
- * Мнацаканян А. Х. Шаровые обособления в верхнемеловых обсидианах в районе с. Алпаут (Азербайджанская ССР). Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Набоко С. И. Извержение Билуокая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г.— Труды лабор. вулканол. и Камчатской вулканолог. станции АН СССР, 1947, вып. 1.
- Набоко С. И. Вулканические эксталяции и продукты их реакций.— Труды лабор. вулканологии, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Набоко С. И. Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород.— В кн. «Вопросы вулканизма». Труды Первого Всесоюзн. вулканологич. совещ. 23 сент.— 2 окт. 1959 г. Изд-во АН СССР, 1962.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка).— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 9.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. К вопросу о роли углекислого газа в пост-вулканическом процессе.— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1951, вып. 128, № 49.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Труды ИГН АН СССР, 1963, вып. 79.
- * Наседкин В. В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 98.
- Наседкин В. В., Петров В. П. Экспериментальное изучение перлитовой структуры в вулканическом стекле.— Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 2.
- * Наседкин В. В., Явиц И. Н. Фазовая неоднородность вулканического стекла; критерии промышленной оценки вспученного перлита.— В сб. «Труды Шестого совещ. по техн. и эксперимент. минералогии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ниггли П. Магма и ее продукты, Госгеолиздат. М.— Л., 1946.
- Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами.— Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, М.— Л., 1946, ч. 75, вып. 4.
- Николаев В. А. О физико-химической стороне процесса ликвации на поздних этапах кристаллизации магмы.— Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва. М.— Л., 1951, ч. 80, вып. 1.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Юго-Западного Забайкалья (Селенгинской Даурии). Отчет об исследованиях 1895—1898 гг., ч. I. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сиб. ж. д., Спб, 1914, вып. 22, ч. I.
- Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Изд. Троицко-Савск. отд. Гос. геогр. об-ва, 1929.
- Ольшанский Я. И. Равновесие двух несмешивающихся жидкостей в силикатных системах щелочно-земельных металлов.— Докл. АН СССР, 1951, т. 76, № 1.
- Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз в системах $\text{CaS}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$ и $\text{MgS}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$.— Труды Четвертого совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии, 1951, вып. 1.

- Ольшанский Я. И. О взаимодействии кремнезема с фторидами металлов.— Труды Пятого совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии, 1958, вып. 5.
- Ольшанский Я. И., Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (Экспериментальные исследования).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
- Орлова Г. П. О растворимости воды в альбитовом расплаве под давлением.— Труды Шестого совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Островский И. А. Вопросы элементарной теории систем с летучими и предположения о ходе затвердевания интрузий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 1.
- Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водосиликатных системах при высоких давлениях и температурах.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 9.
- Островский И. А., Мишина Г. П., Повилайтис В. М. Рт-проекция системы кремнезем — вода.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 3.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, № 31.
- * Панченко Т. Н. О генезисе перлитов по данным геолого-технологических исследований стекловатых вулканитов Начкинского месторождения.— Стекло и керамика, 1963, № 11.
- * Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Геологический очерк Арагацкого вулканического массива. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Петров В. П. Игнимбриды и туфовые лавы: еще о природе арктик-туфа. В сб. «Туфолавы». Труды лабор. вулканолог., 1957, вып. 14.
- Петров В. П. Петрографический облик игнимбридов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.— Труды лабор. вулканолог., 1961, вып. 20.
- Петров В. П., Наседкин В. В. Перлит и другие кислые стекла как горные породы и промышленное сырье.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 48.
- Пилипенко П. П. К вопросу о генезисе агатов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1934, т. 12, № 2.
- Пономарев И. Ф. Стеклообразное состояние и расстеклование.— В сб. «Строение стекла», Госхимтехиздат. М.— Л., 1933.
- Пономарев И. Ф. Исследование кристаллизации стекла.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1953, т. 11.
- * Попов Б. Новый метод исследования сферолитовых образований.— Труды С.-петерб. об-ва естествоиспыт., отд. геол. и минералогии, 1905, т. 33.
- Порай-Кошиц Е. А. Строение стекла и начальные стадии ситаллообразования.— В сб. «Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах». Изд-во «Наука», М.— Л., 1965.
- * Радкевич Е. А., Никитин И. К., Островский И. А. Петрография Карамазарских и Кураминских гор (Таджикско-Памирская экспед.). Изд-во АН СССР, 1936, вып. 61.
- Рамберг Г. Термодинамика и кинетика петрогенеза. В сб. «Земная кора». ИЛ, 1957.
- Рашин Г. А. О шаровых образованиях ликвационного типа в силикатных камнях.— Труды Северо-кавказского горно-металлург. ин-та. Геология и горное дело, 1961, вып. 16.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд-во «Мир», 1964.
- Роддер Е. Несмесимость жидкостей при низких температурах в системе $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. В сб. «Экспериментальные исслед. в области петрогр. и рудообразования». ИЛ, 1954.

- Родыгин А. И.* О шаровых лавах и кислых девонских эффузивах северного склона Сайлюгемского хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
- Розенбуш Г.* Описательная петрография. Под ред. и дополн. В. Н. Лодочникова, ОНТИ. М.— Л., 1934.
- Рожкова Е. В., Ершова К. С.* К методике изучения цеолитовой воды.— Бюлл. научн.-техн. информ. Мин-ва геол. и охр. недр СССР, 1962, № 5—6.
- Росс К. С., Смит Р. Л.* Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и индентификация. В сб. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- * *Ротман В. К.* Петрохимическая эволюция лав Серединного Камчатского хребта. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Руб М. Г., Макеев Б. В., Сержников А. А.* Редкоземельные минералы кислых лав как один из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- * *Рудич К. Н.* Мареканиты Охотского побережья.— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1962, вып. 22.
- * *Рудич К. Н., Устиев Е. К.* Мареканиты Ланжинских гор (Охотское побережье). В сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Румянцева Н. А.* О порфиробластических и орбикулярных гранитах Чикоконского хребта.— Материалы по геологии гранитондов Забайкалья. Госгеолтехиздат, 1962.
- * *Русаков М. П., Фремд Г. М.* Қазимсовское месторождение перлита в горах Архалы хребта Джунгарского Алатау.— Труды КазНИИМС, 1960, вып. 2.
- Русько Ю. А.* К вопросу об образовании почковидных форм халцедона. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 7.
- Сахно В. Г.* К вопросу о происхождении игнимбритов и туфолав меловых вулканогенных толщ юга Дальнего Востока. В сб. «Туфолавы и игнимбри-ты». Труды лабор. вулканолог. АН СССР, 1961, вып. 20.
- Севергин В. М.* Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел, 1798, т. I.
- Сильниченко В. Г.* Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами.— Труды лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Синяков В. И.* О колломорфных агрегатах цинкита, образовавшихся из газовой фазы.— Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва. М.— Л., 1957, ч. 86, вып. 5.
- Смит Р. Л.* Потоки вулканического пепла. В сб. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.
- Смит Ф. Дж., Джонс Р. Е.* Растворимость твердых фаз в газах.— В сб. «Вопросы теорет. и эксперимент. петрологии». ИЛ, 1963.
- Ссадецки-Кардош Е.* О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961, т. 1.
- * *Соболев В. С., Вартанова Н. С., Горбачевская О. Н.* Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустовского хребта.— Труды Львовск. геол. об-ва, петрогр. серия, 1947, вып. 3.
- * *Соболев В. С., Костюк В. П., Бобривич А. П., Горбачевская О. Н., Снитковская С. М., Фишкин М. Ю.* Петрография неогеновых вулканических и гипабисальных пород Советских Альп. Киев, 1955.
- * *Солонинко И. С.* Вулканические стекла Советских Карпат.— Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, 1964, т. 18, вып. 4.
- Спенсер Э.* Калиево-натриевые полевые шпаты, ч. I. Термическая устойчивость. В сб. «Полевые шпаты», т. I. ИЛ, 1952.
- * *Сперанская И. М.* Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Стейнер А.* Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия.— В кн. «Проблемы палеовулканизма». ИЛ, 1963.

- Стеклообразное состояние.*— Труды Всесоюзн. совещ. Л., 16—20 ноября 1959 г. Изд-во АН СССР. М.— Л., 1960.
- Стожаров А. И.* Измерение расширения стекла как метод исследования его строения. В сб. «Строение стекла».— Труды Совещ. по строению стекла. Изд-во АН СССР, 1955.
- Сыромятников Ф. Р.* К вопросу о газовом переносе кремнекислоты.— Труды совещ. по эксперимент. минералогии и петрогр. в Трудах геол. ассоц. АН СССР, 1935, № 3.
- Тамман Г.* Стеклообразное состояние, ОНТИ. М.— Л., 1935.
- Тамман Г.* Стекла как переохлажденные жидкости. В сб. «Строение стекла». Госхимтехиздат. М.— Л., 1933.
- Таттл О. Ф., Фридман И. И.* Несмешимость жидкостей в системе $H_2O-Na_2O-SiO_2$. В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950.
- Тимофеев В. М.* Халцедоны с о-ва Сунсары.— Труды С.-петерб. об-ва естествоиспыт. 1911, т. 53, № 5.
- * *Фаворская М. А.* Шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край). В сб. «Петрогр. критерии ликвации в кислых лавах». Труды ИГЕМ, АН СССР, 1963, вып. 90.
- Фаворская М. А.* Шаровые лавы бассейна р. Кеңцухе (Приморский край). В сб. «Петрографические критерии ликвации в кислых лавах». Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 90.
- Файф У., Гернер Ф., Фергухен Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Феннер К. Н.* Пневматологические процессы при образовании минералов и руд. В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США», ОНТИ. М.— Л., 1937.
- Ферсман А. Е.* К вопросу об образовании сталактитов.— Природа, № 2, 1916; Избр. труды, т. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
- Филиппович В. Н.* О некоторых особенностях зарождения новой фазы в расплавах и стеклах. В сб. «Структурные превращения в стеклах при повышенных температурах». Изд-во «Наука». М.— Л., 1965.
- Фишкин М. Ю.* О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области.— Бюлл. вулканол. станции АН СССР, 1954, вып. 23.
- Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья, Изд-во АН СССР. М.— Л., 1960.
- Хитаров Н. И.* О состоянии остаточного магматического раствора (по экспериментальным данным).— Труды Третьего совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии 31 января—4 февраля 1939 г. Изд-во АН СССР. М.— Л., 1940.
- Хитаров Н. И.* Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях.— Труды Четвертого совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1952.
- Хитаров Н. И., Иванов Л. Н.* Исследования в области критических температур водных растворов.— Труды Второго совещ. по эксперимент. минералогии и петрографии, Изд-во АН СССР. М.— Л., 1937.
- Хитаров Н. И., Арсентьева Р. В., Лебедев Е. Б.* Опыты по плавлению гранита в присутствии воды.— Геохимия, 1957, № 5.
- Хитаров Н. И., Малинин С. Д.* О равновесных фазовых отношениях в системе H_2O-CO_2 . Геохимия, 1958, № 7.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Кадик А. А.* Растворимость воды в расплаве гранитного состава при давлениях до 7000 атм. Геохимия, 1963, № 10.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. Б., Арсентьева Р. В.* Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, 1959, № 5.
- Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре, Изд-во АН СССР, 1955.
- Шаронов Б. Н.* О происхождении сталактитоподобных форм халцедона.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1963, вып. 17.
- Шрок Г.* Последовательность в свитах слоистых пород. ИЛ, 1950.

- * *Шталь Н. В.* Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья. В сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Шубников А. В.* Об образовании сферолитов.—Кристаллография, 1957, т. 2, вып. 3.
- Шубников А. В.* О зародышевых формах сферолитов.—Кристаллография, 1957, т. 2, вып. 5.
- Эйтель В.* Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Юхневич Г. В., Карякин А. В., Хитаров Н. И., Сендеров Э. Э.* Сравнительная характеристика некоторых цеолитов методом инфракрасной спектроскопии и форма связи воды в натролите.—Геохимия, 1961, № 10.
- Явиц И. Н.* Об исследовании вязкости и плавкости некоторых вулканических водосодержащих стекол. Сб. трудов Республиканск. науч.-исслед. ин-та строит. материалов, 1962, № 25.
- Adams R. V.* Infra-red absorption and the structure of glasses.—Phys. and Chem. Glasses, 1961, v. 2, N 4.
- Allen E. T.* Geyser basins and igneous emanations.—Paper Carnegie Inst. Wash., 1935, N 859.
- Allen E. T., Zies E. G.* A chemical study of the fumarolas of the Katmai region.—Nat. Geogr. Soc., Contributed Techn. Papers Katmai Series, 1923, N 2.
- Anderson Ch.* Volcanic history of Glass Mountain, Northern California.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1933, v. 26, N 155.
- Arkel A. E. van.* Molecules and crystals. London, 1949.
- Bain J. W.* Diffusion in Agate Point vitrophyres.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1926, v. 11, N 61.
- Bain J. W.* Agate Point Rocks. Discussions and communications.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1926, v. 11, N 61.
- Balk R.* Structure behaviour of igneous rocks.—Mem. Geol. Soc. America, 1937, N 5.
- Barrer R. M.* Some properties of water in crystals.—Experientia, Suppl., 1957, N 7.
- Barth T. F.* Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland.—Bubl. Carnegie Inst. Wash., 1950, N 587.
- Barus C.* Die Einwirkung des Wassers auf heisses Glass.—Phys. Z., 1899, Bd. 1, N 1.
- Barus C.* Hot water and soft glass in their thermodynamic relations. Amer. J. Sci., ser. 4, 1900, v. 9, N 51.
- Bemmelen van R. W.* Bulletin of the Easter Indian volcanological Survey for the year 1941 (Bulletins N 95—98). Bandoeng.
- Beyer M.* Berggrunden inom Leptitomradet mellan Harg och Hergshamn i Norra Upplana.—Geol. fören. i Stockholm förhandl., lingar. 1954, bd. 76, h. 2, N 477.
- Blake D. H., Elwell R. W., Gibson I. L., Skelhorn R. R., Walker P. L.* Some relationships resulting from the intimate association of Acid and basic magmas.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1965, v. 121, pt 1, N 481.
- Bockris J. O., Mackenzie I. D., Kitchener J. A.* Viscous flow in silica and binary liquid silicates.—Trans. Faraday Soc. 1955, v. 51, pt. 12, N 396.
- Bordet P.* Propriété des verres volcaniques acides d'après les récents travaux français.—Bull. volcanol., 1962, v. 24.
- Bowen N. L.* Concerning «Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario».—J. Geol., 1926, v. 34, N 1.
- Bowen N. L.* Viscosity data for silicate melts.—Paper Carnegie Inst. Wash., 1934, N 849.
- * *Boyd F. R.* Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming.—Bull. Geol. Sci. America, 1961, v. 72, N 3.
- Breck D. W., Eversole W. G., Milton R. M., Reed T. B., Thomas T. L.* Crystalline zeolites. I. The properties of new synthetic zeolite, type A.—J. Amer. Chem. Soc., 1956, v. 78, N 23.
- Bridgman P. W., Simon I.* Effects of very high pressures on glass.—J. Appl. Phys., 1953, v. 24, N 4.

- Brousse R.* Explication de la présence de cristallites basiques dans les verres acides.— Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr. 1958, T. 81, N 4—6.
- Brousse R.* Minéralogie et pétrographie des roches volcaniques du massif du Mont — Dore (Anvergne).— Bull. Soc. franç. minér. et Cristallogr. 1961, T. 84, N 2.
- Brouwer H. A.* On the structure of the rhyolites in Yellowstone Park.— J. Geol., 1936, v. 44, N 8.
- Brun A.* Recherches sur l'exhalation volcanique. Genève, 1911.
- Buerger M. J.* The structural nature of the mineralizer action of fluorine and hydroxyl.— Amer. Mineralogist, 1948, v. 33, N 11, 12.
- Buerger M. J.* The stuffed derivatives of the silica structure.— Amer. Mineralogist, 1954, v. 9, N 7 and 8.
- Burnham C. W., Johns H. R.* A method for determination the solubility of water in silicate melts.— Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 10.
- * *Carmichael I. S.* The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses.— J. Petrol., 1960, v. 1, N 3.
- * *Carmichael I. S.* The feldspar phenocrystals of some Tertiary acid glasses.— Mineral. Mag., 1960, v. 32, N 251.
- * *Carmichael I. S.* Composition of some acid glasses.— Geol. Mag., 1962, v. 99, N 3.
- * *Carmichael I. S.* Pantelleritic liquids and their phenocrysts.— Mineral. Mag., 1962, v. 33, N 257.
- Carron J. P.* Composition chimique et viscosité des verres volcaniques.— Compt. rend. Soc. géol. France, 1964, N 7.
- * *Chaigneau M., Bordet P.* Sur les teneurs en gaz acclue et eau des rhyolites et obsidiennes.— C. r. Acad. sci., 1962, t. 255, N 22.
- * *Chubb L. J.* Geology of Galapagos, Cocos and Easter Islands with petrology of Galapagos Islands.— Bull. Bernice P. Bishop Museum, 1933, 110.
- * *Clark F. W.* Analyses of rocks from the Laboratory of the United States Geological Survey 1880 to 1903.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1904, N 228.
- Cohen E.* Über Laven von Hawaii und einigen anderen Inseln des Grossen Oceans nebst einigen Bemerkungen über glasige Gesteine im allgemeinen.— Neues Jahrb. Mineral. Geol. und Paleontol., 1880, Bd. 11, N 1.
- Cole G. A.* On hollow spherulites and their occurrence in ancient British lavas.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1885, v. 41, pt 2, N 162.
- Cole G. A.* On the artificial production of the perlitic structure.— Geol. Mag., new ser., 1890, Decade 11, v. 8, N 3.
- Conybeare C. E.* An occurrence of orbicular structure of metasomatic origin in the Gold Coast.— Geol. Mag., v. 88, N 2, 1951.
- Cross W.* Constitution and origin of spherulites in acid eruptive rocks.— Bull. Philos. Soc. Wash., 1892, v. 11.
- Correns C. W.* Chemical weathering of silicates.— Naturwissenschaften, 1940, Bd. 28, H. 26.
- * *Daly R. A.* The geology of American Samoa.— Publ. Carnegie Inst. Wash., 1924, N 340.
- * *Daly R. A.* The geology of Ascension Island.— Proc. Amer. Acad. Arts and Sci., 1925, v. 60, N 1.
- Daly R. A.* Architecture of the Earth. N. Y.— London, 1938.
- Drury T., Roberts G. J., Roberts J. P.* Diffusion of «water» in silica glass.— Advances Glass Technol. N. Y., Plenum Press, 1962.
- Endell K.* Zur Demonstration der Bimssteinbildung.— Zbl. Mineral., Geol. und Paläontol., 1915, N 3.
- * *Engel A. E., Engel C. G.* Igneous rocks of the East Pacific Rise.— Science, 1964, v. 146, N 3643.
- Erdmannsdörffer O. H.* Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XIII. Über Granitstrukturen.— Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., 1942, 2 Abhandl.
- Escher B. J.* Excursiegids vor Krakatau.— Eerste Nederlandsch Indisch Naturwetenschappelijk Congres, Weltevreden, October, 1919.

- Fenner C. N. The Katmai magmatic province.— *J. Geol.*, 1926, v. 34, pt 2, N 7.
- * Fenner C. N. Bore-hole investigations in Yellowstone Park.— *J. Geol.*, 1936, v. 44, pt 2, N 2.
- Flörke O. W. Untersuchungen an amorphem und mikrokristallinem SiO_2 .— *Chemie Erde*, 1962, Bd. 22, Fritz Heide, zum 70. Geburtstag.
- Foshag W. F. The minerals of Obsidian Cliff Yellowstone National Park and their origin.— *Proc. U. S. Nat. Museum*, 1926, v. 68, art. 17, N 2618.
- Fouqué E. Santorin et ses éruption. Paris, 1879.
- Franck E. U. Hochverdichteter Wasserdampf I, II, III.— *Z. phys. Chem.*, 1956, Neue Folge, Bd. 8, H. 1, u. 2, 3 u. 4.
- Franck E. U. Über kritisches Wasser als elektrolytisches Lösungsmittel.— *Angew. Chem.*, 1961, Bd. 73, N 10.
- Friedlaender J. Über die Kleinformen der vulkanischen Produkte.— *Z. Vulkanol.*, 1914, Bd. 1, H. 1.
- Friedman I. The water, gas and uranium content of tektites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 14, N 4.
- Friedman I., Smit R. L. The deuterium content of water in some volcanic glasses.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1958, v. 15, N 3.
- Friedman I., Harris J. Fluorine during hydration of rhyolitic glass.— *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 1961, N 424-C.
- Friedman I., Long W., Smith R. L. Viscosity and water content of rhyolite glass.— *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 24.
- Fuller R. E. The mode of origin of the color of certain varicolored obsidians.— *J. Geol.*, 1927, v. 35, N 6.
- Gade M. M., Kirsch H., Pollmann S. Zur Kenntniss gealterter, natürlicher Kieselgele.— *Neues Jahrb. Mineral., Abhandl.*, 1963, Bd. 100, H. 1.
- Garavelli C. L. Ordini e disordini negli opale.— *Atti Soc. tosc. sci. natur.*, 1964, A 71, N 1.
- Gass I. G., Harris P. G., Holgate M. W. Pumice eruption in the area of the South Sandwich Island.— *Geol. Mag.*, 1963, v. 100, N 4.
- George W. O. The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition.— *J. Geol.*, 1924, v. 32, N 5—6.
- Goodspeed G. E. Orbicular rock from Buffalo Hump, Idaho.— *Amer. Mineralogist*, 1942, v. 27, N 1.
- Goranson R. W. The solubility of water in granite magmas.— *Amer. J. Sci.*, 1931, v. 22, N 132.
- Goranson R. W. Silicate-water systems: the solubility of water in albite-melt.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 17th Annual Meeting, 1936.
- Goranson R. W. UHase equilibrium in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 1938, v. 35—A.
- Greig J. W. Immiscibility in silicate melts.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 1927, v. 13, February.
- Greig J. W. On liquid immiscibility in the system $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$.— *Amer. J. Sci.*, 1927, v. 14, December.
- Greig J. W. On the evidence which has been presented for liquid silicate immiscibility in the laboratory and in the rock of Agate Point, Ontario.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, v. 15, N. 89, 1928.
- Greig J. W., Merwin H. E., Shepherd E. S. Notes on the volatile transport of silica.— *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 1933, v. 25, N 145.
- Grolier J. Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central).— *Bull. Soc. géol. France*, 1961 (1962), t. 3, N 2.
- Grout F. F. Petrography and petrology. N. Y., London, 1932.
- Groth P. V. An X-ray diffraction study of the structure of silica glass.— *Z. Kristallogr.*, 1964, Bd. 120, H. 4/5.
- Gruner J. W. Crystobalite in bentonite.— *Am. Min.*, v. 25, N 9, 1940.
- Hague A., Iddings I. P., Weed W. H. Geology of the Yellowstone National Park.— *U. S. Geol. Surv. Monographs*, 1899, v. 32, pt. 2.
- Haller W. Concentration-dependent diffusion coefficient of water in glass.— *Phys. and Chem. Glasses*, 1963, v. 4, N 6.

- * *Heike M. O.* Le vulcaniti Acide dell'Africa Oriental.— Mem. Inst. geol. e miner., Padova, 1953, v. 18.
- * *Hempel W. van.* Die Synthese des Obsidians und Bimsteins.— Z. angew. Chem. Aufsatzteil (I. Band) zu N 33.
- Hetherington G., Jack K. H.* The oxidation of vitreous silica.— Phys. and Chem. Glasses, 1964, v. 5, N 5.
- Holler W.* Concentration-dependent diffusion coefficient of water in glass.— Phys. and Chem. Glasses, 1963, v. 4, N 6.
- Holmes A.* The nomenclature of petrology. London, 1928.
- Hostetter J. C., Roberts H. S.* Note of the dissociation of ferric oxide dissolved in glass and its relation to the colour of iron-bearing glasses.— J. Amer. Ceram. Soc., 1921, v. 4, N 11.
- Hurlbut C. S.* X-ray determination of the silica minerals in submicroscopic intergrowths.— Amer. Mineralogist, 1936, v. 21, N 11.
- Iddings J. P.* The nature and origin of lithophysae and lamination of acid lavas.— Amer. J. Sci., 1887, v. 33, January.
- Iddings J. P.* Microscopical petrography of the eruptive rocks of the Eureka District, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Monogr., Wash., 1892, v. 20.
- Jebsen-Marwedel H.* Schmelzen und Formgebung des Glasses. Leipzig, 1929.
- Jones J. B., Segnit E. R., Nickson N.* Differential thermal and X-ray analysis of opal.— Nature, 1963, v. 198, N 4886.
- Johns R. H., Burnham C. W.* Experimental studies of pegmatite genesis; melting and crystallization of granite and pegmatite.— Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, pt. 11, N 12.
- Judd J. W.* Contributions to the study of volcanoes.— Geol. Mag., 1875, N 1.
- Judd J. W.* On marekanite and its allies.— Geol. Mag., new ser., 1886, Decade III, v. 3, N VI.
- Keith H. D., Padden F. J.* A phenomenological theory of spherulitic crystallization.— J. Appl. Phys., 1963, v. 34, N 8.
- Keller W. D., Pickett E. E.* Hydroxyl and water in perlite from Superior, Arizona.— Amer. J. Sci., 1954, v. 252, N 2.
- Kelley V. C., Socke J. I.* Origin of the Salton volcanic Domes, Salton Sea, California.— J. Geol., 1936, v. 44, N 4.
- Kennedy J. C.* A portion of the system silica-water.— Econ. Geol., 1950, v. 45, N 7.
- Kennedy G. C., Wasserburg G. J., Heard H. C., Newton R. C.* The upper three-phase region in the system $\text{Si}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$.— Amer. J. Sci., 1962, v. 260, N 7.
- Klaproth M. H.* Chemische Untersuchungen des Marekanits.— Berlin. Abhandl., k. preuss Akad. Wiss., Phys. Kl., 1812—1813, H. 1.
- Klingsberg C.* Bubble-induced nucleation and crystal growth in glass.— J. Amer. Ceram. Soc., 1964, v. 47, N 2.
- Knizck I.* Emulsion glasses: Opacification by liquid, immiscibility in borosilicate.— Trans. Brit. Ceram. Soc., 1960, v. 59, N 9.
- * *Kōzy Shukusuke.* Thermal studies of obsidian, pichstone and perlite from Japan.— Sci. Repts Tōhoku Imp. Univ., ser. 3, N 3, v. III, 1926—1929.
- Kuno Hishi.* On silica minerals occurring in the groundmass of common Japanese volcanic rocks.— Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Imp. Univ., 1933, v. 11, pt. 2, June.
- Lagorio A.* Über die Natur der Glassbasis, sowie Kristallisations — vorgänge im eruptiven Magma.— Tscherm. Min.— Petrogr. Mitt., Neue Folge, Bd. 8, 1887.
- * *Lacroix A.* Minéralogie de Madagascar, t. 3. Paris, 1923.
- * *Lacroix A.* La constitution des îles volcaniques de la Polynésie Australe.— Mem. Acad. Sci. Paris, sér. 2, 1924, t. 59.
- * *Lacroix A.* Etudes géologiques en Ethiopie, Somalie et Arabie Meridionale.— Mem. Soc. géol. France, 1930, fasc. VI, 3—4, N 14.
- Larsen E. S., Irving J., Conyer F. A., Larsen E. S.*, 3rd. Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan Region, Colorado.— Contributions from the Department of Mineralogy and Petrography, Howard University, 1938 (1936—1938), N 182.

- Larsen E. S., Switzer G. An obsidian-like rock formed from the melting of a granodiorite.— Amer. J. Sci., 1939, v. 237, N 8.
- Lemberg J. Ueber Silicatumwandlungen.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1876, Bd. 28, H. 1.
- Lemberg J. Zur Kenntniss der Bildung und Umwandlung von Silicaten.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1887, Bd. 39, H. 3.
- Lengyel E. von. Zum Problem der Sphärokristalle.— Z. Kristallogr., 1937, Bd. 97, H. 1/2.
- Leveson D. L. Orbicular rocks of the Lonestone Mountain area, Beartooth Mountains, Montana and Wyoming.— Bull. Geol. Soc. America, 1959, v. 70, N 12, pt 2.
- Levin J., Ott E. X-ray study of opals, silica glass and silica gal.— Z. Kristallogr., 1933, Bd. 85, H. 3—4.
- Liesegang R. J. Die Achate. Dresden — Leipzig, 1915.
- Lipman P. W. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks.— Geol. Surv. Bull., 1965, N 120, I — D.
- Mackenzie J. D. High-pressure effects on oxide glasses: I. Densification in rigid state.— J. Amer. Ceram. Soc., 1963₁, v. 46, N 10.
- Mackenzie J. D. High-pressure effects on oxide glasses: II. Subsequent heat treatment.— J. Amer. Ceram. Soc., 1963₂, v. 46, N 10.
- Mackenzie J. D. High-pressure effects on oxide glasses. III. Densification in non-rigid state.— J. Amer. Ceram. Soc., 1964, v. 47, N 2.
- Mallard M. E. Sur la lussatite, nouvelle variété minérale, cristallisée de silica.— Bull. Soc. Mineral. France, 1890, N 2.
- Marshall R. R. Devitrification of natural glass.— Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 10.
- Marshall P. Acid rocks of the Paupo — Rotorua volcanic district.— Trans. and Proc. Roy. Soc. New Zealand, 1935, v. 64, pt 3.
- Meen V. B. A description of a new plagioclases. Determination of specific gravity of minerals by use of index liquids.— Univ. Toronto Studies, Geol. Ser., 1933, N 35.
- Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, v. I. London — N. Y.— Toronto, 1957.
- Michel Lévy A. Observations sur l'origine des roches eruptives, vitreuses et cristallines.— C. r. Acad. sci., 16 octobre, 1876.
- Michel Lévy A. Structures et classification des roches eruptives, t. I. Paris, 1889.
- Monroe E. A. Electron optical observations of fine-grained silica minerals.— Amer. Mineralogist, 1964, v. 49, N 3 and 4.
- Morey G. W. Neue kristallisierte Silikate von Kalium und Natrium. Darstellung und allgemeine Eigenschaften.— Z. anorgan. Chem., 1914, Bd. 86, März.
- Morey G. W. Water in geological processes.— Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. Wash., 1938, N 993.
- Morey G. W. Transport of silica by steam at high pressure.— Carnegie Inst. Wash. Yearbook 1955—1956, 1956.
- Morey G. W. The solubility of solids in gases.— Econ. Geol., 1957, v. 52, N 3.
- Morey G. W., Ingerson E. The pneumatolytic and hydrothermal alteration and synthesis of silicates.— Econ. Geol. 1937₁. Suppl. to v. 32, N 5.
- Morey G. W., Ingerson E. The melting of danburite: a study of liquid immiscibility in the system CaO — B₂O₃ — SiO₂.— Amer. Mineralogist, 1937₂, v. 22, N 1.
- Moulson A. J., Roberts J. P. Water in silica glass.— Trans. Brit. Ceram. Soc., 1960, v. 59, N 9; Trans. Faraday Soc., 1961, v. 57, pt. 7.
- * Neumann van P. M. Obsidian of Goenoeng Kiamis.— IV Pacific Sci. Congr., Java, 1929.
- Nicholls G. D., Bowen V. J. Natural glass from beneath red clay on the floor of the Atlantic.— Nature, 1961, v. 192, N 4798.
- Niggli P. Das Magma und seine Produkte unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der leichtflüchtigen Bestandteile. 1937.
- O'Keffe J. Water in tiktite glass.— J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 17.

- Orville P. M.* Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases.—*Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, N 3.
- * *Osann A.* Beiträge zur chemischen Petrographie. Teil II. Stuttgart, 1905.
- Parkinson J.* The hollow spherulites of the Yellowstone and Great Britain.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1901, v. 57, pt. 2, N 226.
- * *Patterson E. M.* A petrochemical study of the tertiary lavas of northeast Ireland.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, v. 2, N 5/6.
- Patzak J.* Über Tridimitvorkommen von den Inseln Stromboli und Strombolio.—*Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1956, N 9.
- Philipp H.* Bewegung und Textur in magmatischen Schmelzflüssigen.—*Geol. Rundschau*, 1936, Bd. 27.
- Pirsson L. V.* On an artificial lava-flow and its spherulitic crystallization.—*Amer. J. Sci.*, ser. 4, 1910, v. 30, N 176.
- Pough F. H.* The birth and growth of a volcano.—*Endeavour*, 1951, v. 10, N 37.
- Poulter Th. C., Wilson R. O.* The permeability of glass and fused quartz to ether, alcohol, and water at high pressure.—*Phys. Rev.*, 1932, v. 40, N 5.
- * *Powers H. A.* The lavas of the Modoc lava-bed Quadrangle, California.—*Amer. Mineralogist*, 1932, v. 17, N 7.
- Radczewski O. F., Richter H.* Elektronenmikronenmikroskopische Untersuchung von Kieselsäuresolen.—*Kolloid-Z.*, 1941, Bd. 96, H. 1.
- * *Raja R., Purushottam A.* Pichstone flows in the Rajmachal hills, Santal Parganas, Bihar.—*Res. Geol. Survey India*, 1962, v. 91, N 2.
- * *Rohlender H. P., Hitchen C. S.* Vulkanologische Beobachtungen. Länge der Bahnlinie Addis Abeba — Djibouti (Abessinien).—*Z. Vulkanol.*, 1930, Bd. 12, N 4.
- Rosenbusch H.* Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart. 2. Ausg., 1887; 3. Ausg. 1896.
- Ross C. S.* Microlites in glassy volcanic rocks.—*Amer. Mineralogist*, 1962, v. 47, N 5—6.
- Ross C. S., Smith R. L.* Water and other volatiles in volcanic glasses.—*Amer. Mineralogist*, 1955, v. 40, N 11—12.
- Rutley F.* On strain in connection with crystallization and the development of perlitic structure.—*Quart. J. Geol. Soc.*, 1884, v. 40, pt 3, N 159.
- Sahana Th. G.* Petrology of Mt. Nyiragongo. A Review.—*Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 1962, v. 19, N 1.
- Saucier H.* Quelques experiences sur la viscosité à haute temperature de verres la composition d'un granite; influence de la vapeur d'eau sous pression.—*Bull. Soc. France Miner. et Cristallogr.*, 1952, t. 75, N 1, 2.
- Sauer A.* Erläuterung zu Blatt Gengenbach der geologische Specialkarte des Grossh. Baden. Heidelberg, 1894.
- Sauer A.* Über Pechstein von Meissen und Felsitporphyr von Dobritz. Zur Richtigstellung gegen Herren Stutzér.—*Monatsber. Dtsch. geol. Ges.*, 1910, N 11.
- Scholze H.* Der Einbau des Wassers in Gläsern. IV. Der Einfluss der Temperatur.—*Glasstechn. Ber.*, 1959, Bd. 32, N 8.
- Schott G., Linck, G.* Über die Hydratation natürlicher und künstlicher Gläser.—*Kolloid-Z.*, 1924, Bd. 34, H. 2.
- Shaw H. R.* Obsidian — H₂O viscosities at 100 and 2000 bars in the temperature range 700° to 900° C.—*J. geophys. Res.*, 1963, v. 68, N 23.
- * *Shepherd E. S.* The gases in rocks and some related problems.—*Amer. J. Sci.*, 1938, v. 35 A.
- * *Shepherd E. S., Merwin H. E.* Gases of the Mt. Pelée lavas of 1902.—*Papers Carnegie Inst. Wash.*, 1927, N 639.
- Simonen A.* Orbicular rocks in Kemijärvi and Esbo.—*Bull. Commiss. géol. Finlande*, 1941, t. 14, N 126.
- Smith F. G.* Review of physico-chemical data on the state of supercritical fluids.—*Econ. Geol.*, 1953, v. 48, N 1.
- * *Smith W. C.* A classification of some rhyolites, trachytes and phenolites from part of Kenya Colony, with a note on some associated basaltic rocks.—*Quart. J. Geol. Soc. London*, 1931, v. 88, pt 2.

- Stark M.* Zusammenhang des Brechungsexponenten natürlicher Gläser mit ihrem Chemismus.— *Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt.*, 1904, Bd. 23.
- * *Steiner A.* Hydrothermal rocks alteration at Wairakei New Zealand.— *Repr. Econ. Geol.*, 1953, v. 48, N 1.
- Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand, a new petro-genetic concept.— *Bull. New Zealand Geological Survey*, 1960, N 3, 68.
- Stutzer O.* Pechstein von Meissen.— *Monatsber. Dtsch. geol. Ges.*, 1910, N 1.
- Stutzer O.* Über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphy-rer Meissner Gegend.— *Monatsber. Dtsch. geol. Ges.*, 1910, N 3.
- Szdeczky-Kardoss É.* On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water.— *Acta geol. Acad. sci. hung.*, v. 5, 1958, N 2.
- Tabata K.* On the causes of the surface devitrification of glass.— *J. Amer. Ceram. Soc.*, 1927, N 1.
- Tammann G.* Lehrbuch der Metallographie. 2 Ausg., 1921.
- Tanida K.* A study on salic effusive rocks.— *Sci. Repts Tohoku Univ.*, ser. 3, 1961, v. 7, N 1.
- Tanton T. L.* Evidence of liquid immiscibility in silicate magma, Agate Point. Onta-rio.— *J. Geol.*, 1925, v. 33, N 6.
- Tilley C. E.* Density refractivity and composition relation of some nature glas-ses.— *Mineral. Mag.*, 1922, v. 19, N 96.
- Tilley C. E.* A note on the pitchstone of Arran.— *Geol. Mag.*, 1957, v. 94, N 4.
- Tilton L. W.* Noncrystal ionic model for SiO_2 glass.— *J. Res. Nat. Bur. Standarts*, v. 59.— *Chem. A.*, 1951, v. 51, N 20, 1957.
- Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— *Mem. Geol. Soc. Amer-ica*, 1958, v. 74.
- * *Tyrrell G. W.* The geology of Arran.— *Mem. Geol. Survey of Scotland*, 1928.
- Tyrrell G. W.* The principles of petrology. London, 1930.
- Verbeck R. D.* Krakatau. Batavia, Imprimerie de l'Etat, 1886.
- Verhoogen G.* Mechanism of ash formation.— *Amer. J. Sci.*, 1951, v. 249, N 7.
- Vogt J. H.* The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentia-tion of igneous rocks.— *J. Geol.*, 1923, v. 31, N 3.
- Vogt J. H.* The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks, v. III, second half. Oslo, 1931.
- Volmer M.* Kinetik der Phasenbildung. Leipzig, 1939.
- Wahl F. M., Grim R. E., Graf R. B.* Phase transformations in silica as examined by continuous X-ray diffraction.— *Amer. Mineralogist*. 1961, v. 46, N 1/2.
- * *Washington H.* Chemical analyses of igneous rocks, published from 1888 to 1900 with a critical discussion.— *U. S. Geol. Survey Profess. Paper*, 1903, N 14.
- Washington H.* Contributions to Sardinian petrography: I. The rocks of Monte Ferru.— *Amer. J. Sci.*, 1915, v. 34, N 233.
- * *Washington T.* Chemical analyses of igneous rocks.— *U. S. Geol. Profess. Pa-per*, 1917, N 99.
- Washington H.* The rhyolites of Lipari.— *Amer. J. Sci.*, 1920, v. 50, N 300.
- * *Washington H.* Obsidian from Copan and Chichen Itza.— *J. Wash. Acad. Sci.*, 1921, v. II, N 20.
- * *Washington H.* Some lavas of Monte Arci, Sardinia.— *Amer. J. Sci.*, 1913, v. 36, N 216.
- * *Washington H.* Petrology of the Hawaiian Islands. II. Hualalai and Mauna Loa.— *Papers Carnegie Inst. Wash.*, 1923, N 498.
- Weyl W. A.* Coloured glasses. Sheffield, Soc. Glass Technol., 1951.
- White J. F., Corwin J. E.* Synthesis and origin of chalcedony.— *Amer. Mineralo-gist*, 1961, v. 46, N 1 and 2.
- Wilcox R. E.* Petrology of the Paricutin volcano.— *Geol. Survey Bull.*, 1954, N 965 — C.

- * *Williams H.* The history and character of volcanic domes.— Univ. California Publs, Bull. Dept Geol. Sec., 1932, v. 21, N 5, February.
- * *Williams H.* Newberry volcano of Central Oregon.— Bull. Geol. Soc. America, 1935, v. 46, N 2.
- Wolf F.* Der Vulkanismus, Bd. II. Stuttgart, 1923.
- Wright F. E.* Obsidian from Hrafninnuhkyggur Iceland; its lithophysae and surface marking.— Bull. Geol. Soc. America, 1915, v. 26, June.
- Wright F. E.* Note on the lithophysae in a specimen of obsidian from California.— J. Wash. Acad. Sci., 1916, v. 6, N 12.
- Wyart J.* Sur la cristallisation de la silica en présence de l'eau sous pression.— Bull. Soc. Minéral. France, 1943, t. 66, Janvier — Juin.
- Zies E. G.* The fumarolic incrustation in the Valley of Ten Thousands Smokes.— Nat. Geogr. Soc. Contrib. Techn. Papers, Katmai Series, 1924, v. 1, N 3.
- Zirkel F.* Mikroskopische Untersuchungen über die glasigen und halbglasigen Gesteine.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1867, Bd. 19, 4 Hefte.
- Zirkel F.* Lehrbuch der Petrographie. Leipzig, 1894.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I	
Краткий очерк геологического положения вулканических стекол	7
Глава II	
Вулканические стекла	20
Глава III	
Шаровые образования в кислых вулка- нических стеклах и некоторые вопросы их генезиса	62
Глава IV	
Фельзиты	109
Заключение	127
Литература	129

Николай Яковлевич Волянюк

Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования

Утверждено к печати Институтом земной коры Сибирского отделения АН СССР

Редактор *В. В. Наседкин*, Редактор издательства *Т. Б. Гришина*
Художественный редактор *А. А. Литвак*, Технические редакторы *А. М. Захарова,*
В. И. Зудина

Сдано в набор 29/XII 1971 г. Подписано к печати 24/III-1972 г. Формат 60×90^{1/16}.
Усл. печ. л. 9,25. Уч.-изд. л. 9,7. Тираж 800 экз. Т-03213. Бумага № 2.
Тип. зак. 4857. Цена 97 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пеш., 10

97 коп.

312

