

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Выпуск 98

В. В. НАСЕДКИН

ВОДОСОДЕРЖАЩИЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА
КИСЛОГО СОСТАВА,
ИХ ГЕНЕЗИС И ИЗМЕНЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

1963

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ

Выпуск 98

В. В. НАСЕДКИН

ВОДОСОДЕРЖАЩИЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА
КИСЛОГО СОСТАВА,
ИХ ГЕНЕЗИС И ИЗМЕНЕНИЯ

Исследования в области неметаллических
полезных ископаемых

I



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1963



Ответственный редактор
доктор геол.-минер. наук В. П. ПЕТРОВ

В В Е Д Е Н И Е

Водосодержащее вулканическое стекло — изверженная горная порода, которая в связи со специфическими условиями охлаждения застыла в стеклообразном состоянии. Вода в стекле присутствует в виде раствора, выполняя, по всей вероятности, тончайшие каналы, измеряемые в ангстремах.

Первое упоминание о вулканическом стекле приводится у Плиния Старшего. Стекло якобы было названо обсидианом, по имени первого открывателя Обсидиуса, обнаружившего его в Эфиопии. Впоследствии к обсидианам по аналогии относили, по-видимому, все типы вулканического стекла, находимые в том или ином районе Западной Европы. В 1759 г. Шульц и Петч выделили особый тип вулканического стекла с характерным смоляным блеском, которое было предложено называть пехштейном. Сорок лет спустя вулканическое стекло, обладающее мелкой концентрической отдельностью, Эсмарком было названо перлштейном. Тем самым впервые в петрографию было введено понятие перлитовой структуры.

Сфериально-концентрическая отдельность разбивает стекло на шарики, напоминающие жемчужины, или перлы, — отсюда и название породы. В 1822 г. Бедан предложил называть разновидности, обладающие перлитовой структурой, просто перлитом.

Очень часто перлы имеют весьма несовершенную форму, напоминая сферические полиэдры. Подобные образования долгое время оставались загадками природы и рассматривались как самостоятельные минералы. Их изучением занимались такие видные минералоги XVIII—XIX вв., как П. В. Еремеев (1871), В. М. Севергин, де Клюазо и другие. Так появился ряд недолго просуществовавших минералов, подобных «мареканиту», «кулибиниту», «кордавалиту» и т. д. Способность вулканического стекла всучиваться при обжиге впервые была установлена англичанином Джаддом (Judd, 1886). В 1937 г. искусственную пемзу получили М. П. Воларович и А. А. Леонтьева при исследовании реологических свойств обсидианов. П. П. Будников и Д. П. Бобровник в 1939 г. обратили внимание на возможность использования искусственной пемзовидной массы в качестве заполнителя для получения легких бетонов. Опубликование этой статьи в США послужило толчком к развитию там перлитового производства (Budnikov a. Bobrovnik, 1940). За 12 лет (1946—1957 гг.) добыча сырого перлита в США возросла более чем в 90 раз и в 1957 г. достигла 422 тыс. т.

Предложение о необходимости развития перлитовой промышленности в СССР было высказано в 1955 г. В. П. Петровым. В результате совместной работы геологов и технологов в СССР за сравнительно короткий период (1955—1962 гг.) была создана мощная сырьевая база перлитовой

промышленности. В Закавказье большая работа по выявлению и исследованию перлитов была проведена М. А. Кашкаем, А. И. Мамедовым, А. Г. Вегуни, К. М. Сагателяном и др.; в Закарпатье поисками и разведкой перлитов также занимался крупный коллектив геологов, в том числе И. С. Солоненко, Е. Ф. Малеев и В. И. Залесский; в Забайкалье — Н. П. Волянюк, И. Ф. Бояркин и др.; в Казахстане — А. А. Растворгусев, А. Н. Истомин и целый ряд других геологов. Подавляющее большинство технологических исследований перлитов проведено под руководством А. И. Полинковской, С. П. Каменецкого, А. В. Жукова и Е. М. Шпилькова.

К началу 1962 г. в СССР уже насчитывалось несколько действующих промышленных установок по переработке сырого перлита. В конце 1963 г. должно быть扑щено в эксплуатацию более десятка таких установок, в том числе на Урале, Украине и в Казахстане. Возможность практического использования водосодержащих вулканических стекол явилась основой для их широкого научного исследования. Рядом геологических организаций было проведено геолого-петрографическое изучение стекловатых пород отдельных регионов. Технологическими исследованиями охвачены практически все наиболее значительные месторождения вулканического стекла. Тем не менее к настоящему времени весьма отчетливо намечается отставание теории от решения практических задач, охватывающих обширный круг как геологических, так и чисто технологических вопросов.

Кардинальным вопросом геологической практики следует считать установление критериев качественной оценки сырья, т. е. как без проведения лабораторных и технологических испытаний произвести оценку месторождений с выделением различных типов руд, которые при вскрытии дадут материал различного качества. Оказалось, что решение данного вопроса невозможно без проведения соответствующих теоретических изысканий. В частности, изучение показало, что масштабы месторождения и качество сырья в значительной степени определяются генетическим типом стекла. Образование стекол может происходить как в поверхностных, так и в гипабиссальных условиях. Однако промышленные свойства зависят и от процессов, происходящих в стадию постгенетического изменения стекла, в том числе от условий метаморфизма, гидратации и девитрификации. Изучение воды в стеклах привело к выводу о ее двойком происхождении (первичная и вторичная вода). Характерно, что технологические свойства сырья в основном зависят от присутствия воды вторичного происхождения. Весьма интересные данные получены по минералогии и петрографии стекловатых пород. Резкое различие в составе первичной кристаллической фазы, погруженной в стекловатый мезостазис, для пород в целом тождественного химического состава позволяет выделить физико-химические критерии эволюции магматического расплава и механизма экструзии.

Значительный интерес представляет экспериментальная работа по искусственной гидратации стекла, в результате которой искусственно была получена перлитовая структура. Кроме перечисленных выше вопросов, в этой работе значительное место также уделено исследованию летучей фазы вулканических стекол. Рассматривается изменение ее состава во времени.

Таким образом, в настоящей работе затронут довольно обширный круг вопросов, охватывающих как процессы образования стекла, так и характер их постгенетических изменений.

Основные положения, на которые автор хотел бы обратить внимание читателя, сводятся к следующему.

1. Образование стекла связано с четырьмя основными процессами: эфузивным, экструзивным, эксплозивным и интрузивным.

2. Вулканическое стекло содержит два типа воды — первичную и вторичную. Главная часть стекол, содержащих воду, образуется в результате гидратации обсидиана, протекающей в экзогенных условиях. Термальная гидратация имеет ограниченные размеры. Гидратация приводит к образованию характерной концентрической отдельности известной в качестве перлитовой структуры.

3. Кристаллизация вулканического стекла может происходить в твердом состоянии как в процессе его остывания, так и в результате старения под воздействием геологического времени. Кристаллизация приводит к образованию своеобразных минеральных парагенезисов с участием кристобалита и тридимита.

4. Являясь термодинамически неустойчивым веществом, вулканическое стекло в зоне приповерхностного метаморфизма сравнительно легко переходит в агрегат водных алюмосиликатов, адуляра, кристобалита и т. д.

5. Промышленные свойства стекла определяются генетическим типом месторождения, его возрастом и особенностями эпигенетического изменения: степенью гидратации и метаморфизма.

В процессе изложения материала автор пользуется следующей терминологией.

Вулканическим стеклом, в соответствии с общепринятой классификацией, названа горная порода, содержащая не менее 95% стекла. Остальная часть объема может быть представлена кристаллическими образованиями того или иного типа. В том случае, когда содержание кристаллической фазы превышает 5%, но составляет не более 50% от общей массы породы, нами применяется термин стекловатой породы.

Девитрификация (расстеклование) — процесс кристаллизации стекла, обладающего свойствами хрупкого тела. Кристаллизация происходит как в процессе остывания стеклообразной породы, так и при ее эпигенетическом старении после полного охлаждения. Случай, когда имеется в виду кристаллизация пластичной стеклоподобной лавы, оговариваются особо.

Исследование автора проводилось в течение нескольких лет. Детально изучены вулканические стекла Забайкалья и Закарпатья, с меньшей детальностью — Казахстана, Армении и Крыма. Имеющиеся в нашем распоряжении образцы позволили составить представление о вулканических стеклах Мугоджар, Чукотского полуострова и Баньской Штиарвицы (Чехословакия).

Настоящая работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук В. П. Петрова. Образцы по ряду районов были любезно представлены В. П. Петровым (ИГЕМ АН СССР), С. Г. Гречневым (Южно-Уральское геологическое управление), С. П. Стояловым (Четвертое геологическое управление), А. Н. Истоминым (Южно-Казахстанское геологическое управление).

Автор выражает искреннюю признательность указанным товарищам.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЛИТОВ СССР

На Урале, Сибирской платформе и в дугообразной полосе разновозрастных эфузивных комплексов, опоясывающих Советский Союз с юга и востока, вулканические стекла распределены неравномерно. Сравнительно редко они встречаются среди пород наиболее низкотемпературной субфации зеленых сланцев (не выше кварцево-альбитово-эпидотово-биотитовой, по Тернеру) и совершенно отсутствуют в зоне амфиболитовой и более глубоких фациях регионального метаморфизма (Южный и Средний Урал, юго-восточный Казахстан, Тувинская автономная область).

Крупные массивы стекловатых пород могут встречаться среди мезозойских и палеозойских комплексов, которые не испытывали интенсивного метаморфизма после своего формирования. К указанным группам относятся вулканические стекла Забайкалья, Средней Азии и Казахстана.

Крупные скопления неметаморфизованных вулканических пород, в том числе и стекловатых, характерны для областей мезо-кайнозойского и кайнозойского вулканализма (Закавказье, Закарпатье, Камчатка).

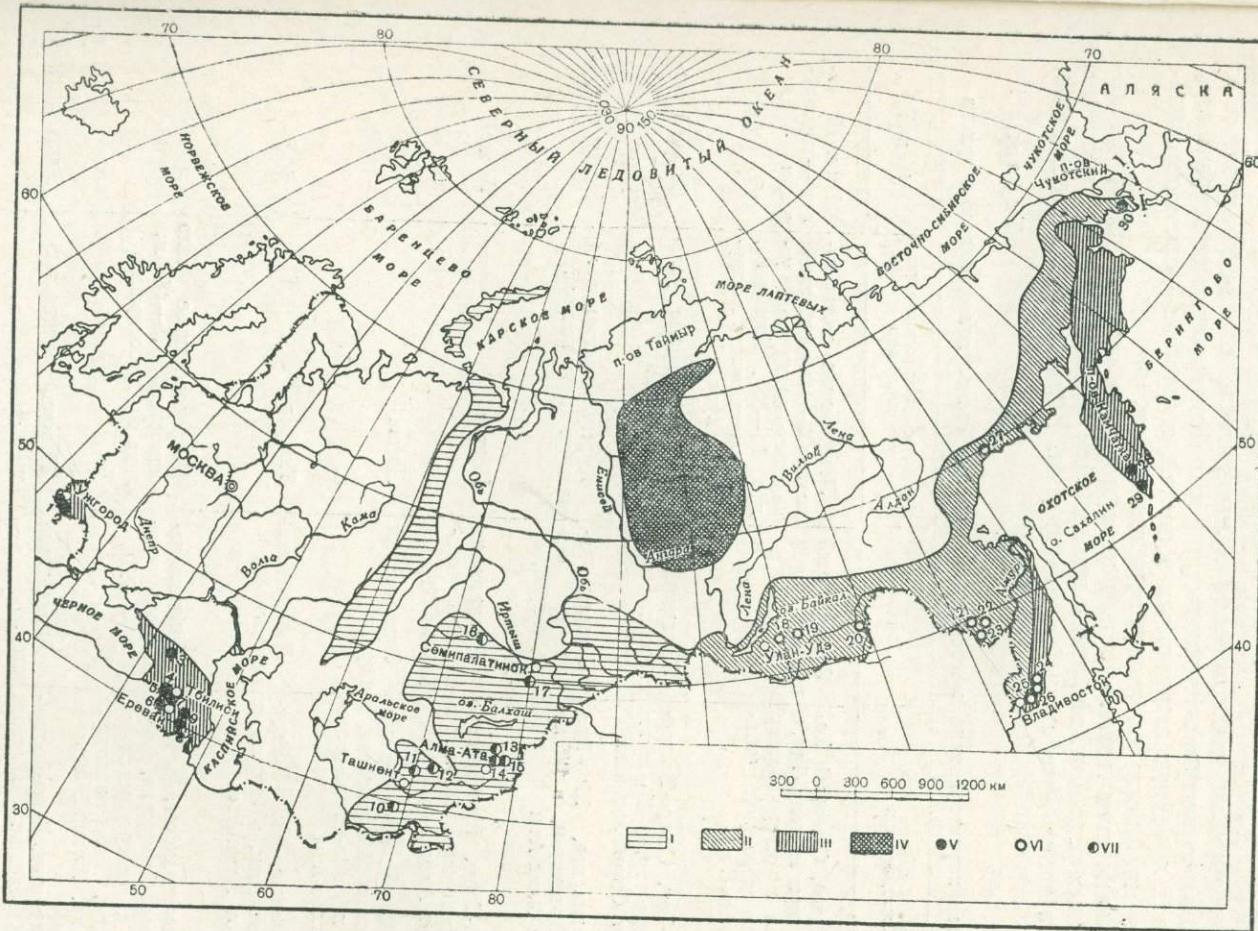
Все сказанное выше применительно к вулканическим стеклам вообще относится и к разновидностям кислого состава, которые являются предметом настоящего исследования. О геологических особенностях пространственного размещения перлитов на территории СССР дает представление фиг. 1.

Суммарные запасы перлитов СССР составляют приблизительно 1,8—2 млрд. т. Из них 85% связано с третичным вулканализмом, проявившимся на территории Армении, Закарпатья и Камчатки, 10% приходится на мезозой (Забайкалье, Дальний Восток, Охотское побережье) и только 5% относятся к палеозойскому вулканализму (Казахстан и Средняя Азия). Путем простых сопоставлений по ряду территорий СССР можно прийти к выводу, что уменьшение количества кислых разновидностей вулканического стекла связано отнюдь не с уменьшением количества кислых извержений, а скорее с процессами метаморфизма вмещающих толщ. Приводимое ниже описание главных перлитоносных провинций СССР дается в возрастной последовательности (от древних к молодым).

Подобное расположение материала логически приводит к необходимости включения рассматриваемых объектов в определенные метаморфические фации и четко демонстрирует зависимость промышленных свойств сырья от степени метаморфизма и гидратации.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Одним из уникальных районов развития на территории СССР палеозойских вулканических стекол являются Южные Мугоджары, Казахстан и Средняя Азия.



Фиг. 1. Карта распространения перлитов на территории СССР. I — области преобладания проявлений палеозойского вулканизма; II — области мезозойского вулканизма; III — области преобладания кайнозойского вулканизма; IV — область траппового вулканизма; V — месторождения вулканического стекла кайнозойского возраста; VI — месторождения вулканического стекла мезозойского возраста; VII — месторождения палеозойского вулканического стекла.

Месторождения: 1 — месторождения хр. Маковицы (Герцовцы, Верхняя Визница); 2 — Береговское холмогорье; 3 — Зауково; 4 — Ахалцхское; 5 — Сары; 14 — Архарлы; 15 — Алтын-Эмельское; 16 — Тургайское; 17 — Семей-Тай; 18 — Мухор-Тала; 19 — Закульта; 20 — месторождения Приаргунья; 21 — Кимкан-Куюн-Даг; 6 — Арагацкое; 7 — Джрабер-Фонтанское; 8 — Сисианское; 9 — Кельбаджарское; 10 — Ташкесекен; 11 — Даубабинское; 12 — Джебаглы; 13 — Малайское; 22 — падь Федосеиха; 23 — Радденское; 24 — Нежданковское; 25 — Богопольское; 26 — Брусиловское; 27 — Охотское (р. Мареканка); 28 — Начикинское; 29 — вулкан Опала; 30 — Чукотское.

Блоковое строение этой гигантской по своей протяженности складчатой области герцинского возраста привело к образованию отдельных структур, развитие которых носило несколько обособленный характер. Так, наряду с типичными складчатыми поясами (Южные Мугоджары) возникали тектонические зоны полуплатформенного типа. Возраст некоторых из них датируется нижним и верхним палеозоем.

Таким образом, палеозойские вулканические стекла приурочены к двум типам структурно-тектонических зон. Во-первых, они встречаются в пределах линейных складчатых областей, во-вторых — связаны с участками земной коры полуплатформенного типа.

Вулканическая деятельность в первом случае происходила в геосинклинальных условиях, эфузивы испытывали неоднократное погружение и сравнительно интенсивный метаморфизм. Вулканические стекла, как

Таблица 1

Краткая характеристика месторождений кислых стекол палеозойского возраста

Месторождение	Порода	Краткая геологическая характеристика	Возраст
Тургайское, Северный Казахстан, горы Еремень-Тау, в 25—30 км к северо-востоку от железнодорожной станции Еремень-Тау	Липаритовый перлит	Линзовидное тело мощностью 2—18 м, падающее на северо-запад под углом 13—55°. Возможно, это краевая часть экструзивного купола	Верхний силур — нижний девон
Семей-Тау, Северо-Восточный Казахстан, в 45—50 км к югу от Семипалатинска	Липаритовый сваренный туф	Покровообразные условия залегания	Верхний карбон — нижняя пермь
Архарлыкское, Юго-Восточный Казахстан, в 125 км севернее Алма-Аты	Липарито-дацитовый перлит, сваренный туф	Краевые части купола; нижняя часть покрова	Нижняя пермь
Малай-Сары, Юго-Восточный Казахстан, в 135 км к северу от Алма-Аты	Липарито-дацитовый сваренный туф	Покров	То же
Кара-Чок (Чулак-Тау), Юго-Восточный Казахстан, в 130 км к северо-северо-востоку от Алма-Аты	Липаритовый перлит	Дайка	» »
Айгульское, Юго-Восточный Казахстан, в 140 км к северу от Алма-Аты	Липаритовый перлит	Покров	» »
Алтын-Эмельское, Юго-Восточный Казахстан, в 160 км к северо-востоку от Алма-Аты, северо-западные отроги хр. Алтын-Эмель	Липарито-дацитовый сваренный туф	Покровообразное тело мощностью 0,5—14 м; длина по простиранию 6 км	» »
Шункурское, Юго-Восточный Казахстан, северный склон хр. Кетмень, в 220 км к востоку от Алма-Аты, в 5 км к юго-востоку от пос. Шункур (Уйгурский район)	Анdezитовое стекло	Покров мощностью 1—20 м	Верхняя пермь
Ташкесен, Таджикская ССР, в 25 км севернее Ленинабада, юго-западные отроги Кураминского хребта	Липаритовый перлит	Растекшийся купол, мощность стекла 5—25 м	То же

правило основного или среднего состава, образуют отдельные горизонты и линзы в пределах древних эфузивно-осадочных толщ (Южные Мугоджары). Реже встречаются дайки секущего типа (северный берег Ладожского озера; Левинсон-Лессинг, 1952). Для второго случая характерны относительно небольшие глубины погружения и слабо проявленные тектонические дислокации. Все это способствовало сохранению первичных форм залегания эфузивов. Ко второму типу относится большинство пермо-карбоновых и нижнепермских кислых экструзий Казахстана и Средней Азии.

Наиболее древними из известных стекол не только в СССР, но и зарубежных странах следует считать стекла Южных Мугоджар и гор Еремень-Тау (Северный Казахстан). Стекловатые породы Южных Мугоджар датируются силуром. Они имеют первичный базальтовый состав и поэтому в данной работе не рассматриваются. Вулканические стекла Еремень-Тауских гор (Тургайское месторождение, см. фиг. 1), таким образом, относятся к наиболее древним эфузивам (верхний силур — нижний девон), сохранившим стеклообразное состояние. С этой точки зрения кислое вулканическое стекло Тургайского месторождения следует отнести к уникальным образованиям. В пределах восточного и юго-восточного Казахстана известны также стекловатые породы верхнекарбонового и нижнепермского возраста (Семей-Тау), нижнепермские стекла (юго-западные отроги Джунгарского Алатау; месторождения: Архарлы, Айгульское, Малай-Сары и др.) и стекловатые породы верхнепермского возраста (хребты Кетмень и Кураминский).

Стекловатые породы участвуют в строении небольших покровообразных тел (месторождения Семей-Тау, Архарлы), слагают краевые части куполов (Архарлы, Ташкесен) и дайкообразные тела (Чулак-Тау). Основные данные об известных нам месторождениях палеозойского возраста сведены в табл. 1.

Кроме перечисленных в табл. 1 месторождений, к палеозою относятся вулканические стекла северного Прибалхашья и Южного Казахстана, в частности месторождения Даубабинское, Джебаглы, Боролдайтау.

Более подробно автор рассматривает месторождения стекловатых пород Семей-Тау, хр. Архарлы и Чулак-Тау, при описании которых использованы материалы автора, собранные в процессе полевых работ в 1960 г.

Стекловатые породы Семей-Тау

Семей-Тауский эфузивно-интрузивный комплекс расположен в юго-восточной части гор Семей-Тау, в 40—50 км к югу от Семипалатинска. Стекловатые породы района изучались В. К. Моничем (1949), геологами треста Средазгеолнеруд в 1955—1957 гг. и Семипалатинской геологоразведочной экспедиции в 1958—1961 гг. По данным В. К. Монича, магматический комплекс имеет сложное кольцевое строение. В центральной части обнажаются гипабиссальные породы трахиандезитового состава (кварцевые анортоклазиты, монцониты). Они занимают наиболее возвышенные участки. Центральное ядро площадью около 120 км² окаймляется эфузивами и туфами трахилипаритового и липаритового составов. Строение самого ядра также неоднородно.

В результате понижения рельефа на 20—30 м по вертикали от периферии к центру ядра последовательно вскрываются следующие породы: монцонит-порфиры, сменяющиеся среднезернистым анортоклазовым монцонитом, далее идут кварцево-анортоклазовые сиениты и кварцевые анортоклазиты.

В. К. Монич подчеркивает, что в пределах указанного разреза наблюдается отчетливый постепенный переход от пород с интерсерпельной

структурой основной массы, типичной для эфузивов (вверху), к полно-
кристаллическим (интрузивным) породам (внизу). Кольцевое строение
описанного массива подчеркивается прерывисто концентрическими зо-
нами трахилипаратов и пород липаритового комплекса. В строении по-
следнего участвуют вулканические стекла. Липариты В. К. Монич связы-
вают с целой серией экструзий кислой магмы вдоль системы пересекаю-
щихся гипотетических (в большинстве случаев) разломов.

В. К. Моничем установлена следующая последовательностьмагма-
тизма: 1) внедрение расплава, давшего полнокристаллические породы
(формирование массива происходило в непосредственной близости от
поверхности); 2) излияние трахитов и трахилипаратов; 3) образование
липаритов и их туфов.

Основным доказательством в пользу данной схемы является концен-
трическая зональность комплекса и ряд соображений общего порядка.

Нами были изучены образцы стекловатых пород и липаритов, собран-
ные в результате кратковременного посещения района в 1960 г.

Изучение «витрофиров» и липаритов данного района показало, что
все стекловатые разновидности и большую часть липаритов следует от-
нести к группе пород, определяемых как сваренные туфы. Характерными
признаками, устанавливаемыми в полевых условиях, являются сле-
дующие.

1. Весьма типичная вертикальная зональность покрова. В основа-
нии игнимбритового тела залегает горизонт, состоящий из сваренных об-
ломков стекла. Черные стекловатые породы с пиперноидной текстурой
основной массы отмечены в 19 точках в пределах южного полукольца
данного комплекса. Обычно они образуют полого падающие «пластооб-
разные» залежи или отдельные линзы, приуроченные к нижней части
липаритового «горизонта». Мощность залежей 10—15 м. Объединяя пу-
тем интерполяции разрозненные тела в одно целое, можно говорить о
покровных условиях залегания. Выше стекловатой зоны залегают кри-
сталлические лавоподобные породы. Петрографическое исследование ли-
паритов свидетельствует о первично обломочном строении основной мас-
сы. Кристаллизация отдельных обломков происходила от периферии к
центру. Подобное строение игнимбритовых тел характерно для большин-
ства месторождений Новой Зеландии и Северной Америки (Martin,
1957).

2. Резкое изменение структурных особенностей пород по простианию
тел. Например, в районе горы Туль-Кули вулканические стекла слагают
отдельные линзы, по простианию сменяющиеся литофицированным
крупным агломератовым туфом и далее лавоподобной закристаллизован-
ной породой. Подобное строение объясняется различным характером об-
ломков и условиями консервации тепла при сваривании и девитрифи-
кации.

3. Наличие эвтакситовых образований типа фиамме, которые обус-
ловливают псевдофлюидальность породы.

Следует указать, что пирокластическая природа стекловатых пород
Семей-Тау в значительной степени затушевана процессами сваривания,
девитрификации и метаморфизма. Тем не менее образцы из различных
пунктов южного липаритового полукольца показывают те или иные при-
знаки первоначально обломочного состояния, а также сваривания и
последующей девитрификации.

В районе горы Алтыбай также установлено дайкообразное тело мощ-
ностью 20—40 м. Его протяженность около 900 м. Ориентировка флюи-
дальности вертикальная.

В свете вышесказанного геологическую обстановку в юго-восточной
части Семей-Тау можно охарактеризовать следующим образом. Цент-
ральное ядро гипабиссальных пород окаймляется трахилипаратами и

сваренными туфами линзового состава. Характерно, что сваренные туфы Семей-Тау обнаруживают тесную пространственную связь с интрузивными породами центрального ядра. Вулкано-плутонические комплексы концентрически зонального строения описаны во многих районах мира (Устинев, 1961). Для подавляющего большинства случаев характерно наличие центральных интрузивов и окаймляющих их кольцевых даек в сочетании с туфами и лавами. Подобная ассоциация не случайна и, по мнению Е. К. Устинева (1961), свидетельствует об отсутствии резкой грани между плутоническим и поверхностным магматизмом.

В этой связи заслуживает внимания точка зрения местных геологов об образовании «витрофиров» вследствие эruption центрального типа (устное сообщение А. Н. Истомина). Предполагается, что в первую фазу вулканизма произошло извержение трахирапитов, со второй связаны кислые сваренные туфы. С эксплозией второй фазы, вероятно, было связано образование центральной кальдеры, которая впоследствии была интрудирована магмой трахиандезитового состава.

Метаморфизм эффузивов выражен слабо. К отдельным тектоническим трещинам приурочены монтмориллонит, аллофаноиды и опал. В породах монционитовой группы в небольшом количестве присутствуют хлорит, карбонат, серцит.

Вулкано-магматические образования Семей-Тау прорывают песчано-сланцевые отложения верхнего девона — нижнего карбона. Верхняя возрастная граница определяется наличием третичных мергелей и опоковидных песчаников. Таким образом, формирование комплекса укладывается в широкий интервал времени от верхнего карбона до верхнего мезозоя, включительно. Тем не менее наличие петрографических аналогов среди верхнепалеозойских эффузивов (Кассин, 1941) позволяет датировать рассматриваемый комплекс верхним палеозоем (C_3-P_1).

Вулканические стекла юго-западных отрогов Джунгарского Алатау

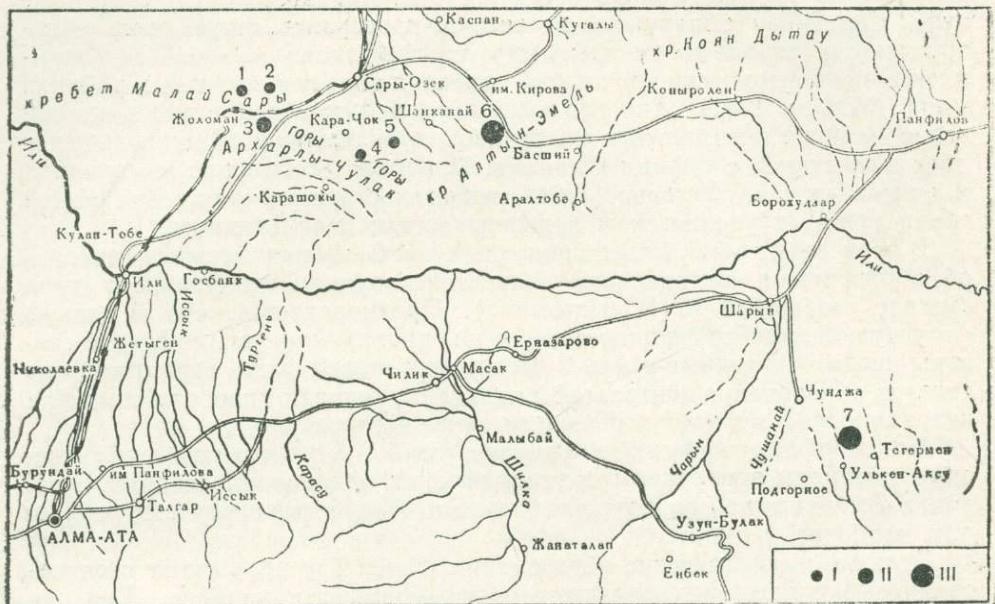
Стекловатые породы перлитового качества известны в горах Малай-Сары, Архарлы, Чулак-Тау, Алтын-Эмель и Кату (фиг. 2). Они локализуются в пределах одновозрастного комплекса эффузивов и близки по условиям образования. Наиболее значительные тела перлита находятся в пределах гор Архарлы.

Витропороды гор Архарлы

Стекловатые породы кислого состава залегают в центральной части горной гряды. Месторождение находится в 125 км к северу от Алма-Аты по шоссе Алма-Ата — Сары-Озек, в 12 км к юго-востоку от ж.-д. станции Джеломан. Перлита восточной части месторождения в 1944 г. исследовались как сырье для гидравлических добавок (Бок и Дмитриевский, 1944). Дополнительные работы проводились с 1953 г. по 1956 г. под руководством геологов В. А. Дайно, П. Л. Клименко, Б. М. Здорика, А. А. Растворгueva и М. Н. Киселевой.

С 1960 г. стекловатые породы исследуются геологами Южно-Казахстанского геологического управления с целью получения из них вспученного перлита. Геология восточной части месторождения описана М. П. Русаковым и Г. М. Фремдом (1961_{1,2}).

Архарлыкские горы — горстовое поднятие субширотного профиля, возникшее в результате мезо-кайнозойских тектонических движений. В восточной и центральной частях структуры, а также на ее краю юго-западе преобладают основные породы порfirитового ряда. Вулканогенные и экструзивные породы кислого состава занимают



Фиг. 2. Месторождения перлита юго-западных отрогов Джунгарского Алатау и хр. Кетмень.

Запасы: I — 0,5—1 млн. т; II — 1—5 млн. т; III — 10—50 млн. т

Месторождения: 1, 2 — Малай-Сары; 3 — Архарлыкское; 4 — Кара-Чок; 5 — Айгульское; 6 — Алтын-Эмельское; 7 — Шункурское

площадь около 4—5 км² в западной части гряды. Верхняя часть геологического разреза западных Архарлы (вблизи перевала) представлена на фиг. 3.

Для эфузивно-пирокластических пород кислого состава характерны следующие особенности локализации. Подавляющая часть указанной площади занята сваренными туфами, обладающими покровными формами залегания. На фоне покрова, который в настоящее время имеет вид отдельных пятен, выделяются два экструзивных купола: Восточный и Центральный. Формирование «горизонта» сваренных туфов, генетически связанных, по всей вероятности, с образованием экструзивных куполов, соответствует этапу эксплозивной деятельности, который предшествовал экструзии кислой лавы. Экструзивное извержение, возможно, несколько напоминало соответствующее извержение вулкана Безымянного (Горшков, 1961).

Толща эфузивно-пирокластических образований несогласно перекрывается флористически охарактеризованными терригенно-осадочными породами верхнегерманского возраста (сопредельный район). Выше залегают третичные гипсонасочные глины, песчаники и конгломераты. Вулканические стекла участвуют в строении как экструзивных куполов, так и сравнительно небольших покровов.

Покровы. Стекловатые породы покровного залегания локализуются в северной, южной и юго-западной частях района.

Наиболее полный разрез сваренных туфов находится в юго-западной части района (так называемый Западный участок). Мощность покрова достигает 15—20 м. Нижняя часть разреза представлена лавоподобными стекловатыми разновидностями. Выше следует полустиковатая зона с многочисленными сферолитами кристаллического вещества и еще выше относительно слаболитофицированный литокластический туф.

С большей степенью детальности нами изучен северный покров, занимающий площадь около $0,7 \text{ км}^2$ (фиг. 4). Мощность покрова 4—5 м. В северном направлении он постепенно выклинивается.

Участие стекловатых пород в пологой волнистой складчатости (углы падения 2—10°) не иска- жает его первичных морфологических особенностей. В основании покрова обнажается мало- мощный прослой (0,5 м) витро- кластических туфов. Выше покрова залегают фельзитовые порфиры. Скалистые выходы стекловатых пород хорошо заметны вблизи вершин, благодаря наличию столбчатой отдельности.

Лавоподобное вулканическое стекло состоит из ориентированных обломков черного перлита, сцепленного красновато- бурой стекловатой же массой.

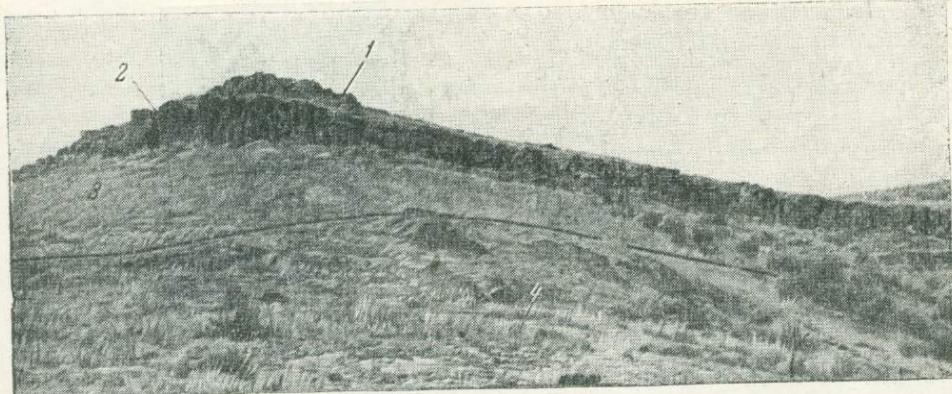
Стекловатый базис также имеет обломочное строение. Крупные обломки (2—100 мм) имеют угловатую или грубо линзовидную форму, несколько напоминая фиамме армянских пламенных туфов. Крупные обломки и мелкообломочный базис имеют отчетливые признаки сваривания и уплотнения (сплющивания). Породы, аналогичные вышеописанным, также залегают в южной и восточной части месторождения.

Купола. Экструзивные образования морфологически представлены куполами и некками.

Восточный купол расположен в непосредственной близости от шоссе Алма-Ата — Сары-Озек, в 1,0—1,2 км к северу от автостанции Архарлы. Купол в плане имеет грубо эллипсоидальную форму ($300 \times 700 \times 900$ м). Строение юго-восточного контакта, а также отдельные замеры ориентировки флюидальности в его западной части свидетельствуют о веерообразном строении купола в разрезе. В периферической части купола линии течения ориентированы под углом 20—40°, в центральной — вертикально.



Фиг. 3. Геологический разрез западных Архарлы (район перевала). На разрезе зафиксировано два этапа эфузивной деятельности. С первым связано образование порфиритов (1), со вторым — извержение материала кислого состава (2—6). Между ними расположен горизонт вулканомиктовой брекции (2).
1 — андезитовый порфирит; 2 — вулканомиктовая брекция; 3 — агломератовый витрокластический туф дашита; 4 — стекловатая кластиловая дашитовая дацин; 5 — брекчированный дацин; 6 — тонколистчатый дацин;



Фиг. 4. Северный покров сваренных туфов.

1 — фельзитовый порфир; 2 — сваренный тuff; 3 — крупнообломочный туфопесчаник; 4 — вулкано-кластическая брекчия

Эндоконтактная зона купольного выступа сложена стекловатыми классами. Таким образом, вулканические стекла образуют пластообразные или линзовидные тела, падающие под углом 20—30° от периферии к центру купола. Переход к брекчированному дайту со сферолитовой структурой основной массы постепенный. Наличие тонкой полосчатости в дайтах центральной части купола связано с параллельным чередованием участков, отличающихся по составу и структурным особенностям.

Характерна приуроченность агломератового туфа к внешней краевой части купола. Второй экструзив, имеющий форму некка, расположен в центральной части месторождения. Он состоит из красновато-бурого фельзита с вертикальной ориентировкой флюидальности. Стекловатые разновидности в зоне эндоконтакта отсутствуют.

Рассмотренный материал свидетельствует о приуроченности кислого вулканизма к завершающим этапам эруптивной деятельности в данном районе.

Метаморфизм эфузивов. В распределении по разрезу вторичных минералов имеется вполне определенная закономерность. Метаморфизм средних и основных пород (низы разреза) характеризуется наличием двух групп минералов. В одной постоянно встречаются кварц, кальцит и хлорит; в другой — кварц и кальцит. Эндогенная вторичная минерализация кислых пород носит локальный характер. Наиболее интенсивные изменения наблюдаются в витрокластических туфах. Вторичные минералы представлены цеолитами типа морденита, монтмориллонитом, реже халцедоном и адюляром. Местами содержание цеолитов достигает 10—15% от всей массы породы. В верхней части разреза, а также в тектонических зонах наблюдаются проявления алунита и каолинита. Оба минерала обычно ассоциируют с кварцем или халцедоном.

Вулканические стекла Чулак-Тау

Месторождение Кара-Чок находится в 20 км к югу от ж.-д. станции Сары-Озек, в северной части гор Чулак-Тау. Дайка стекловатых пород, мощностью 6,5—8 м, протягивается в субширотном направлении приблизительно на 900 м. Центральная часть дайки сложена светло-коричневым стеклом, краевые зоны мощностью 0,5—2 м — красновато-бурой стекловатой породой, содержащей до 60—80% сферолитового вещества.

Стекло и полевые шпаты местами замещаются тонкозернистым агрегатом цеолитов. Дайка прорывает фельзитовые порфиры нижнепермского заложения.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

Проявления мезозойского вулканизма известны на юго-западной, южной, восточной и северо-восточной окраинах Советского Союза, включая Закарпатье, Крым, Кавказ, южную часть Средней Азии и Казахстана, Саяны, Забайкалье и Дальний Восток. Колossalное разнообразие составов, морфолого-генетических типов, присущих обширному району, не исключает в то же время и некоторых общих особенностей. В частности, имеются в виду условия диагенеза вулканических образований. Нами рассматриваются главным образом стекла и стекловатые породы двух районов — Крыма и Забайкалья.

Крым

Вулканические стекла Кара-Дага

По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933) вулканические стекла представлены «гнездами обсидиана темно-серых оттенков» среди трассов Святой горы. В 1960 г. вулканическое стекло исследовалось И. С. Солоненко с целью получения вспученного перлита (Жуков, Байвель, Солоненко, 1960). Святая гора (576 м) и примыкающий к ней с запада массив Малый Кара-Даг (433 м) составляют геологически обособленную группу в системе кара-дагского вулканического комплекса. Восточная и северо-восточная части массива сложены липаритами, центральная и северная — измененной первично-стекловатой породой, западная — диабазами и спилитами. Образования, слагающие Святую гору¹ — метаморфизованная первично-стекловатая порода, состоящая из опала, алюмоокремнеземистого гидрогеля, монтмориллонита, хлорита и цеолитов. Высокое содержание воды, порядка 9—15%, связано с наличием минералов монтмориллонитовой группы, опала и цеолитов.

Реликты стекла составляют 2—3%. Центральная часть горы сложена плотной разновидностью светло-зеленого аповитрофира. В краевых частях последний имеет отчетливое брекчиевидное строение, напоминая агломератовый туф (размер обломков 0,5—10 мм).

Центральная и северо-восточная части Святой горы, по нашему представлению, — вулканический некк, закрывающий жерловину, с которой, по всей вероятности, связаны излияния более ранних липаритов.

Можно согласиться с Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933), что образование некка происходило в результате экструзии лавы, по своим пластическим свойствам близкой к твердому состоянию. Экструзия сопровождалась внутренним дроблением и обрушением стенок выступа с образованием типичных туfov по его периферии. Первичная природа пород настолько изменена, что трудно говорить происходило ли при этом спекание обломков.

Витрофировая природа лавы доказывается следующими фактами: 1) в большей части обломочного материала (размер обломков ≥ 1 мм) отчетливо заметны реликты перлитовой структуры. Концентрические перлитовые трещины фиксируются агрегатами монтмориллонита и темно-зеленого хлорита; 2) реликты стекла до 0,01 мм в одном измерении присутствуют и среди тонкозернистых агрегатов основной массы. Экструзивные образования Святой горы, по данным М. В. Муратова (1960), относятся к среднеюрскому времени.

¹ В литературе называется трассом.

Забайкалье

Обширная территория к востоку от оз. Байкал, на юге и востоке ограниченная государственной границей СССР, а на севере 56-ой параллелью, отличается чрезвычайной сложностью геологического строения.

Главные особенности геологического развития Забайкалья изложены в работах В. А. Обручева (Обручев и др. 1899; Обручев, 1935, 1939), С. В. Обручева (1942; Обручев, Лурье, 1950), Б. А. Иванова (1940), Е. В. Павловского (1938, 1956), М. С. Нагибиной (1944, 1951), Н. А. Флоренсова (1954), И. В. Лучицкого (1946) и многих других геологов.

В последние годы появился ряд обобщающих работ и по интрузивному магматизму Забайкалья (Арсентьев и др., 1960, и др.). Особенно интересны попытки расчленения сложных интрузивных комплексов по данным определения абсолютного возраста (Козубова, 1960). На основании этих работ последовательность геологического развития региона можно охарактеризовать тремя периодами, обычными в истории того или иного участка земной коры. Первый период (архей — нижний палеозой) соответствует этапу устойчивого геосинклинального режима на всей территории Забайкалья. Во второй период происходит последовательное превращение геосинклинали в платформу. Полуплатформенные условия устанавливаются вначале в Западном Забайкалье (кембрий — силур), затем в Центральном (средний палеозой) и в конце средней юры в Восточном и Юго-Восточном Забайкалье. Третий период совпадает с полуплатформенным этапом развития всего региона в целом, который устанавливается на территории Забайкалья начиная с конца мезозоя. Во времени он совпадает с периодом наиболее активной вулканической деятельности, с которой связано формирование большинства эффузивно-экструзивных комплексов Забайкалья и, в частности, вулканических стекол.

Начиная с верхней юры, а в Западном Забайкалье, возможно, и раньше — с верхнего палеозоя, Забайкалье реагировало на все проявления активных тектонических движений образованием пологой волнистой складчатости и разрывными нарушениями различной глубины заложения (Флоренсов, 1954). По наиболее глубоким из них, время формирования которых совпадает с моментами максимальной тектонической активности, происходили дифференциальные движения отдельных участков коры. При этом образовывались грабены и асимметричные впадины, ограниченные разломом вдоль одного из бортов. Со вспышками тектонической деятельности по времени совпадают вспышки наиболее активного вулканизма. Этим, вероятно, можно объяснить факт залегания эффузивных пород основного состава (образование которых связано с подъемом магмы из наиболее глубинных участков земной коры) в нижних частях разреза континентальной свиты, приуроченность которой к той или иной тектонической впадине несомненна. Такая закономерность характерна для верхнеюрского и третичного тектоно-магматических циклов. Она проявилась при формировании цаган-хунтейской свиты, в основании которой залегают породы базальтового ряда (Арсеньев, Нечаев, 1951), и излияниях третичных базальтов, выполняющих грабенообразную впадину р. Джиды. Образование кислых вулканических пород связано с периодами относительного затухания тектонической активности. Это обычно последние фазы тектоно-магматических циклов. Дифференциальные движения земной коры по вертикали в эти моменты отсутствовали или проявлялись слабо, что в первую очередь обусловлено относительно малой глубиной заложения разрывных структур.

Таким образом, кислые вулканические образования, в том числе и перлит, генетически связаны с разломами, оперяющими крупные тектонические

нические разрывы в зонах краевого обрамления впадин. Высказанные соображения подтверждаются строением средней части Ингодинской и Мухор-Талинской депрессий.

Вулканические стекла Забайкалья не одновозрастны. «Омоложение» вулканизма с запада на восток отражает общую схему геологического развития Забайкальского региона. В его западной и центральной частях преобладает перлит верхнеюрского и верхнеюрского-нижнемелового возраста, в восточной — нижнемелового и третичного.

Подавляющее большинство перлита Забайкалья относится к среднему и верхнему мезозою. Наиболее древние пермо-верхнеюрские вулканические стекла известны в бассейне р. Хилок, верхнеюрские — в среднем течении р. Ингоды и в районе дер. Мухор-Тала (Кундунский участок).

Подавляющее большинство перлита Мухор-Талинского района относится к верхней юре — нижнему мелу. Нижнемеловые вулканические стекла известны в Приаргунье. Подробное описание перлита Забайкалья приводится ниже в возрастной последовательности.

Вулканические стекла р. Хилок

Вулканические породы этого района впервые изучены В. А. Обручевым (1899, 1914), впоследствии Б. А. Ивановым (1949), М. С. Нагибиной (1948), А. А. Арсеньевым и П. М. Клевенским. Стекловатые разновидности залегают по р. Гареке, севернее разъезда Закульта вблизи от ст. Жепхеген и у пос. Загарин. В дальнейшем мы остановимся на характеристике Закультинского месторождения, при описании которого использованы материалы, собранные автором при посещении этого месторождения летом 1959 г.

Закультинское месторождение

Вулканическое стекло залегает в 4 км северней разъезда Закульта. Здесь известно восемь отдельных разобщенных выходов, которые расположены вдоль полосы северо-восточного простирания. Длина полосы 4—4,5 км. Краткая геологическая характеристика стекловатых пород района дана В. Н. Антипиным (1958), позднее этот район изучался Б. И. Сёминым.

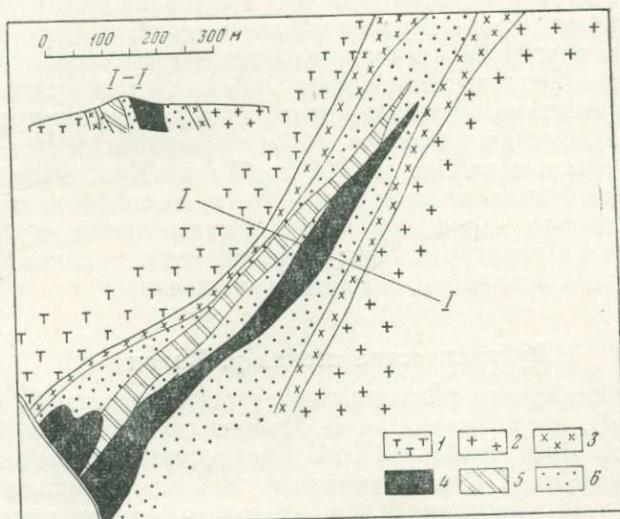
Ряд существенных геолого-петрографических особенностей стекловатых пород отмечается нами впервые.

Витрофировые разновидности приурочены к комплексу эфузивно-вулканогенных пород. Последний залегает на размытой поверхности интрузивных и метаморфических образований верхнепротерозойского — палеозойского возраста и входит в северную зону краевого обрамления Хилокской депрессии. В геологическом строении верхней части толщи участвуют (снизу вверх) туфы, фельзиты и вулканические стекла. Все перечисленные разновидности довольно интенсивно девитрифицированы и метаморфизированы. Морфологические особенности перлитовых тел различны. Мы достаточно уверенно можем говорить об экструзиях типа витрофировых даек и о потоках стекловатых пород. Дайки и потоки между собой генетически связаны. Надо полагать, что дайки перлита фиксируют разломы, которые в период эruptивной деятельности являлись подводящими каналами.

Восточная дайка. Юго-западное окончание витрофировой дайки находится непосредственно у дороги разъезда Закульта — лесоучасток. Далее дайка протягивается в северо-восточном направлении на 800—1000 м. Ее мощность варьирует от 200 до 250 м.

В дайке различается два типа зональности: первичная и вторичная (фиг. 5).

Первичная зональность: зальбанды дайки представлены полосчатым фельзитом, центральная часть сложена черным, местами коричневым вулканическим стеклом липаритового состава. По падению наблюдается увеличение количества микролитов плагиоклаза и кристалликов магнетита. Мощность фельзитов колеблется от 25 до 50—60 м.



Фиг. 5. Схема геологического строения восточной дайки Закульгинского месторождения. Составил В. В. Наседкин с использованием материалов Б. И. Сёмина.

1 — измененный туф; 2 — сиенит-порфир; 3 — аортоклазовый фельзит; 4 — вулканическое стекло; 5 — брекчированное стекло с халцедоном и опалом; 6 — цеолитизированный перлит

Вторичная зональность связана с гидротермальным метаморфизмом вулканического стекла. Неизмененное и слабоизмененное стекло протягивается в виде полосы мощностью 20—100 м. Полоса расположена в осевой части дайки и прослежена на всем ее протяжении. По обе стороны от полосы наблюдаются зоны гидротермально измененных пород.

К юго-восточному контакту примыкают цеолитовые породы, состоящие из морденита, сколецита, опала и люссатита. Зона северо-западного эндоконтакта имеет более сложное строение. Через ее центральную часть проходит полоса брекчированных пород. Простирание полосы совпадает с направлением дайки. Тектоническая брекчия в значительной степени состоит из опала и халцедона. Опалово-халцедоновые породы залегают среди цеолитизированного стекла. Наличие опалово-халцедоновой и цеолитовой зон находит отчетливое повторение и в микроявлениях. В частности, прожилки опалово-халцедонового состава, мощностью 0,1—1 см, окаймляются цеолитовой оторочкой шириной 0,05—0,5 см.

Западный участок. Выходы перлитов этого участка приурочены к высотным отметкам порядка 900—1000 м и имеют покровное залегание. Площадь, занимаемая отдельными участками, не превышает 1,0—1,5 км². В основании покрова Западного участка залегают измененные пирокластические породы. Вулканические стекла слагают изометричное тело мощностью 15—40 м. Гидротермальное изменение вулканического стекла, отмеченное в пределах Восточной дайки, проявляется и в покровных образованиях. Слабо цеолитизированное вулканическое стекло име-

ег характер реликтов и залегает среди цеолитовых и опалово-цеолитовых апостекловатых разновидностей. В верхней части разреза покрова локализуется стекло с реликтами первоначально пористого строения. Поры сплющены и в настоящее время мы можем наблюдать систему параллельных веретеновидных трещин, обтекающих вкрапленники и другие твердые тела. Ориентировка флюидалности близка к горизонтальной.

Возраст перлитов датируется средней юрой, так как галька кислых эфузивов указанного комплекса обнаружена в верхнеюрских конгломератах (Антипин, 1958).

Перлиты Мухор-Талы

Мухор-Талинская группа месторождений перлита находится в Заиграевском районе Бурятской АССР, в 12 км к северу от ст. Новоильинское Забайкальской ж. д.

В ее состав входят семь участков, расположенных на площади 50 км². Каждый из них представляет отдельное экструдтивное тело. Экструзии, локализуясь в пределах одной линейной зоны, образуют цепочку северо-западного простирания длиной 6,5—7 км. Исключение составляет Кундунский экструдтив, расположенный особняком в южной части района.

Геология района

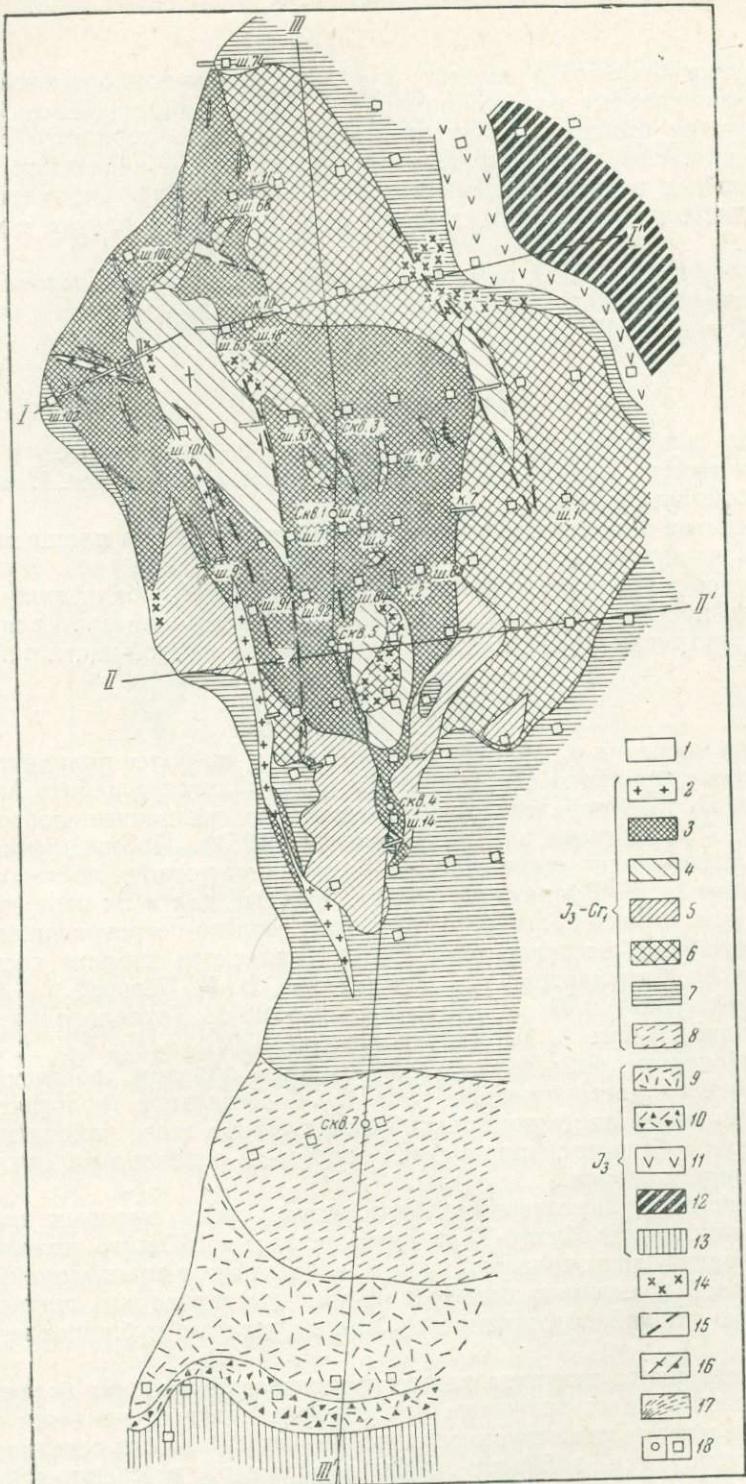
Первые сведения о перлитах Мухор-Талы и наиболее полная характеристика геологического строения района приводятся в работе А. А. Арсеньева и П. М. Клевенского. В основном эти же данные повторены в статье А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951). Промышленная ценность вулканических стекол Мухор-Талы и масштабы месторождения установлены Н. Я. Волянюком (1958), который дал и их первую петрографическую характеристику. Детальному геолого-петрографическому и технологическому исследованию Мухор-Талинского перлита посвящена работа Н. С. Мануйловой, В. В. Наседкина, В. П. Петрова и А. И. Полинковской (1961) и Н. М. Мануйловой (1961). Технология перлитов Мухор-Талы изучена А. И. Полинковской (1959).

Перечисленные работы касаются главным образом собственно Мухор-Талинского месторождения (фиг. 6, 7). Детальное геологическое и петрографическое описание вулканических стекол всего района и их генетических особенностей приводится впервые и основано на оригинальном материале автора.

Эфузивы и вулканогенные образования, среди которых залегают перлиты, выполняют Мухор-Талинскую депрессию. Южный контакт впадины, вероятно, тектонический, что подчеркивается прямолинейностью геологической границы и отмеченной при картировании прерывистой (вследствие плохой обнаженности) линией разлома субширотного простирания.

Вдоль северного контакта также протягивается цепочка более молодых разновозрастных разломов, простирание которых меняется от широтного до северо-западного и меридионального. Разломы северного контакта фиксируются дайками габбро-порfirитов и сиенит-порfirитов, неккообразными выступами фельзитов и зонами брекчирования.

Мезозойские эфузивно-вулканогенные породы разделены на две свиты (Арсеньев, Нечаева, 1951). Нижняя, цаган-хунтейская свита залегает непосредственно на гранитоидах палеозоя. Мощность свиты в этом районе 250—300 м. Низы свиты представлены оливиновыми, базальтовыми и андезитово-базальтовыми порfirитами, с маломощными прослойками туфов соответствующего состава.



Фиг. 6. Схема геологического строения Мухор-Талинского экструзива.
Составил В. В. Наседкин

1 — четвертичные отложения; 2 — сиенит-порфир; 3 — вулканическое стекло (перллит); 4 — фельзит; 5 — монтмориллонитизированное брекчированное стекло (перллит); 6 — порода, состоящая из алюмокремне-земистого гидрогеля, монтмориллонитов и цеолитов. Стекло здесь сохраняется в виде реликтов; 7 — апогтуф, 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 — андезито-базальтовый порфирит; 13 — крупно-кластический туф порфирита; 14 — адуляризация; 15 — тектонический разлом; 16 — ориентировка плоскости течения на разрезе (фиг. 7); 18 — горные выработки и скважины

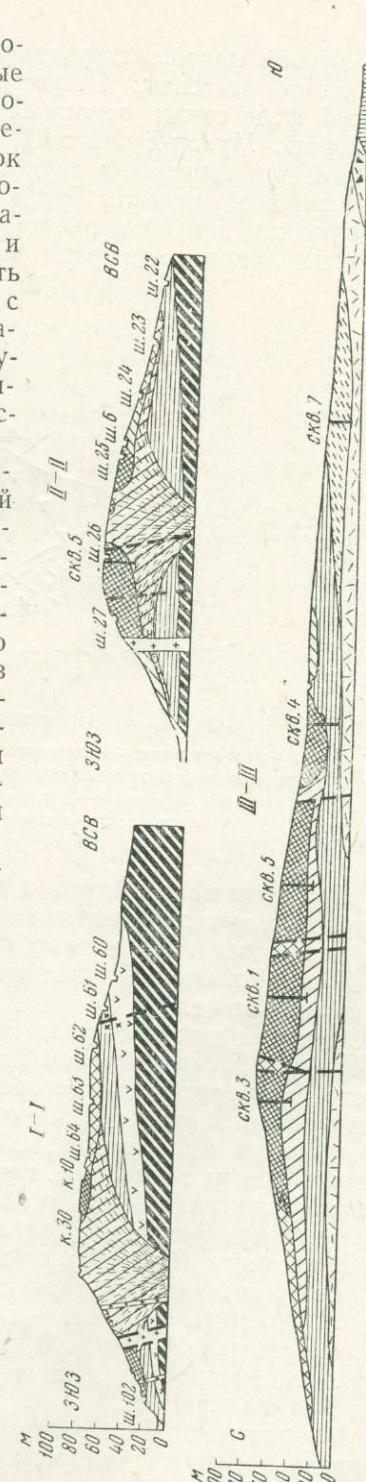
В верхней части порфирирового покрова преобладают миндалекаменные разновидности. Покров занимает площадь шириной до 2,5—10 км и прослежен по простиранию с запада на восток на 20—25 км. На оливиновых андезито-базальтовых порфириатах (Мухор-Талинский район) залегают ортофирры и трахиандезитовые порфиры. Мощность порфировых образований варьирует с 50 до 100 м. В южной части района трахиандезиты слагают небольшую экструзию, краевая часть которой сложена вулканическим стеклом (Кундунский массив).

Возраст свиты по аналогии с сопредельными районами датируется верхней юрой (Арсеньев, Нечаева, 1951). Верхнеюрские лавовые породы перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями, которые прорываются в свою очередь экструзиями кислого и основного составов. В районе Мухор-Талы разрез стратифицированной части данного комплекса представлен следующими породами (по материалам А. А. Арсеньева и наблюдениям автора): базальные конгломераты — 20 м; серовато-черные и желтовато-бурые туффиты — 8—10 м; белые тонко- и среднеобломочные фарфоровидные туффиты с прослоями монтмориллонитовых глин и бурого слабосцепментированного туффита — 10—35 м; зеленые грубообломочные измененные туфы — 20—25 м.

В непосредственной близости от экструзии они представлены агломератовой разновидностью. Суммарная мощность вулканогенных пород Мухор-Талы не превышает 80 м.

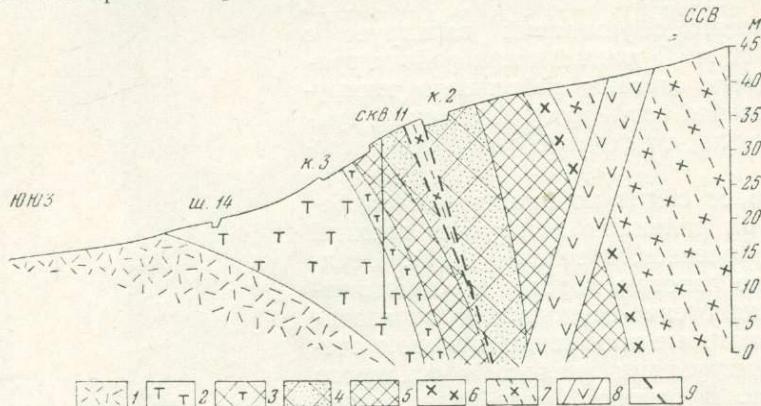
Найдены нижнемеловой фауны в аналогичных породах р. Кижинги (Арсеньев, Нечаева, 1951), верхнеюрской фауны в районе р. Брянки, а также аналогия с тургинскими отложениями Восточного Забайкалья позволяют отнести вулканогенные породы Мухор-Талы к верхней юре — нижнему мелу. Вулканогенные образования прорываются экструзиями фельзитов, трахитов и долеритов. Развитие вулканизма в этот период происходило в следующем порядке: липариты первой фазы — липариты второй фазы — сиенит-порфиры — андезито-базальтовые порфириты, долериты. Вулканическая деятельность сопровождалась возникновением серии разломов вдоль северной окраины впадины.

С первыми двумя фазами связано образование экструзивных куполов и даек, с последними — даек.



Фиг. 7. Разрезы Мухор-Талинского экструзива. Условные обозначения см. фиг. 6

С первой фазой экструзивной деятельности связаны следующие вулканические массивы: I Аршанский и II Аршанский; ко второй более поздней фазе также относится ряд обособленных экструзивов: Мухор-Талинский, Мухор-Булыкский, Барун-Аршанский и Цаган-Худунский. Основой для выделения двух фаз экструзивной деятельности послужило наличие в пределах Барун-Аршанского участка интрузивного контакта между дайкой полустекловатой породы второй фазы и тонкополосчатым липаритом первой фазы.



Фиг. 8. Юго-западный контакт I Аршанского экструзива.

1 — трахиандезит; 2 — измененный агломератовый туф; 3 — стекловатая порода с большим количеством обломочного материала; 4 — монтмориллонитизированный перлит; 5 — перлит; 6 — массивный фельзит; 7 — тонкополосчатый фельзит; 8 — андезито-базальтовый порфирит; 9 — разлом

При отнесении массива к той или другой фазе автор в дальнейшем руководствовался близостью петрографических особенностей с только что названными образованиями.

Мухор-Талинский купол изучен наиболее детально и будет охарактеризован ниже.

Мухор-Булыкский купол по своему строению, вероятно, напоминает собственно Мухор-Талинский экструзив. Однако он сильно эродирован и о его морфологических особенностях можно судить на основании реконструкции в единое целое отдельных разрозненных участков. Участок, занимающий наиболее низкий гипсометрический уровень, имеет экструзивные формы залегания, слагая дайкообразное тело. Стекло локализуется в центральной части дайки. Выше по склону породы залегают в виде потоков (вероятно краевые части купола).

В пределах Барун-Аршанского участка наблюдаются две дайки, которые прорывают фельзиты первой фазы экструзии. Южная дайка сложена перлитом, северная — слабополосчатым фельзитом.

Экструзив I Аршанский занимает площадь около $0,2 \text{ км}^2$. Стекловатая зона мощностью в 20 м слагает юго-западную внешнюю краевую часть некка (фиг. 8).

II Аршанский экструзив представляет типичный растекшийся купол, центральная часть которого представлена фельзитом. Стекло слагает его краевые части.

В пределах Цаган-Худунского участка стекло залегает в виде потока мощностью 6—10 м. Связь потока с конкретной экструзией здесь не установлена.

Кундунский экструзив приурочен к южной системе разломов. Эллипсоидальный в плане массив состоит из двух зон. Верхняя зона мощ-

ностью 10—15 м представлена стекловатым трахиандезитом, нижняя — сложена кристаллической породой с микролитовой структурой основной массы.

В пределах названных выше экструзивных тел вулканическое стекло довольно сильно изменено, а в ряде случаев почти нацело преобразовано в агрегат следующих гидротермальных минералов: монтмориллонита, алюмокремнеземистого гидрогеля, цеолитов, опала, халцедона и др.

Собственно Мухор-Талинский купол

Морфология тела. Наиболее крупный экструзив района находится в 1,3 км к северу от дер. Мухор-Тала. В плане он имеет овальную форму (площадью 0,4 км²). Центральная неккообразная часть купола сложена розовым тонкополосчатым фельзитом с вертикальной ориентированной флюидальности. Фельзитовый некк окружен массивным зеленым и коричневым перлитом, который фиксирует растекшиеся края купола. Верхняя периферия краевой части купола представлена вулканическим стеклом (фиг. 6, 7). В южной части месторождения, имеющей форму небольшого потока, вулканическое стекло непосредственно перекрывает туфовые образования. Углы падения флюидальности последовательно изменяются от 70—90° в центральной части купола до 0—15° на его краях.

Через центральную часть месторождения проходит тектоническая зона северо-западного простирания (345—350°). Она отчетливо фиксируется брекчированными породами и дайками сиенит-порфиров указанного направления.

Для месторождения характерна локализация фельзитов вблизи тектонических зон или отдельных трещин. Линейно ориентированная зона фельзитов вскрыта выработками в восточной краевой части купола (корневая часть более древней экструзии).

Фельзиты также образуют своеобразные пятна (4—5 м²) и линейные зоны среди стекловатых пород в тех местах, где они наиболее интенсивно брекчированы (раздроблены).

На разрезах (фиг. 7) отчетливо видно, что купол имеет асимметричное строение. Он резко удлинен в южном направлении, образуя поток длиной около 250 м.

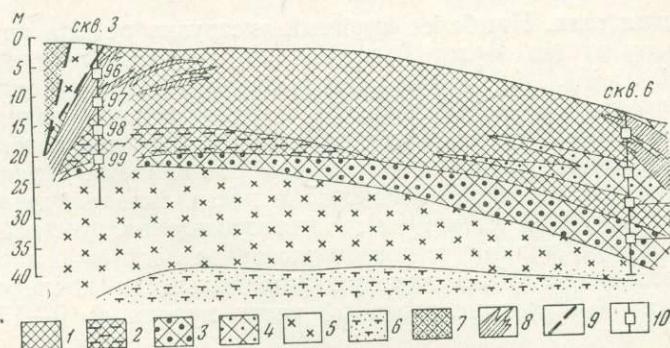
Зональность. В пределах экструзии имеется два типа зональности: первичная и вторичная.

Образование первичной зональности происходило в стадию формирования экструзии и обусловлено главным образом условиями кристаллизации лавы и стекла в различных частях купола.

Распределение в вертикальном разрезе различных по степени кристалличности пород приведено на фиг. 9. Отчетливо выделяются прежде всего два линейных участка: верхний стекловатый и нижний кристаллический. Вблизи границы указанных участков расположены породы промежуточного типа, содержащие кристаллическую fazу сферолитового характера (витросферолитовая зона). Сферолиты (в данном случае анортоклаз с тридимитом или кристобалитом) образуют отдельные сравнительно редкие выделения. С глубиной количество каплевидных и почковидных сферолитов возрастает, достигая 60—80%. Характерно, что флюидальные потоки, представленные микролитами и микротрешинками, как правило, не смещаются при кристаллизации более поздних сферолитов, а как бы пронизывают сферолитовое вещество. Непосредственно на контакте с фельзитами стекло выполняет только межсферолитовое пространство. Его содержание не превышает 10—15%. Ниже контакта начинается плотный массивный фельзит. Фациальное изменение зональности выражается в следующем. В маломощных краевых частях купола

(имеется в виду горизонтально залегающий поток) нижняя зона может отсутствовать. Наблюдаются только стекловатая и витросферолитовая зоны. По мере увеличения мощности потока и перехода его в экструзию появляется и третья фельзитовая зона. В принципе аналогичная картина наблюдается и в плане.

Центральная часть купола сложена тонкополосчатым фельзитом, затем идет переходная зона и далее вулканическое стекло. Большее количество кристаллических образований в прижерловой фации экструзии



Фиг. 9. Строение стекловатой зоны Мухор-Талинского экструзива.

1 — темно-зеленый перлит; 2 — перлит с повышенным количеством микролитов пироксена; 3 — перлит, содержащий до 20% сферолитового вещества; 4 — перлит с редкими сферолитами анортоклаза; 5 — фельзит; 6 — гидротермально-метаморфизованный туф; 7 — гидротермально-метаморфизованное стекло; 8 — красновато-бурый перлит; 9 — разлом; 10 — места взятия проб

подчеркивается также распределением пироксена в стекле. Микролиты авгита, повсеместно присутствующие в стекле, в нижней центральной части купола достигают наибольшей концентрации (до 2—3%), в то время как в краевой зоне они успевают частично или полностью раствориться.

Вторичная зональность отражает характер поствулканических изменений; имеет ограниченное площадное развитие и является следствием гидротермального метаморфизма.

Отмеченная на карте (см. фиг. 7, 8) центральная зона — неизмененных и слабо монтмориллонитизированных перлитов — проекция верхнего горизонта Мухор-Талинской экструзии. Средняя концентрическая зона, включая и агломератовые подстилающие туфы, составляет ее нижнюю наиболее сильно измененную часть. В дальнейшем по мере удаления от центрального некка экструзива характер изменения меняется — появляются еще менее глубинные низкотемпературные фации гидротермального метаморфизма (внешняя зона силицифицированного фарфоровидного туффита). Витропороды, как правило, превращены в сложный агрегат адюляра, монтмориллонитовых минералов, алюмокремнистых гидрогелей и цеолитов.

Мощность зоны измененных пород составляет 10—50 м. Строение зоны, как уже было отмечено, неоднородно: оно меняется как по вертикали, так и по мере удаления от внешнего края экструзива. Верхние 10—15 м обычно представлены монтмориллонитизированным перлитом.

Глубже расположена зона, в которой неизмененное стекло отсутствует или сохраняется в виде реликтов. Для этой зоны наиболее характерны

монтмориллоид, цеолит и алюмокремнеземистый гидрогель. В наиболее глубинной части зоны появляется адуляр. Фациальные изменения выражаются в появлении зоны силицифицированных пород, образование которых, очевидно, происходило непосредственно на дневной поверхности. Мощность зоны опализированных и окремненных пород составляет 20—30 м. Аналогичная зональность отчетливо проявлена и в горизонтальном плане относительно разломов и зон брекчирования.

Относительно слабый метаморфизм окружающих верхнеюрских ортофиров и андезито-базальтов заключается в следующем. В основных породах оливий полностью или почти полностью замещен агрегатом антигоритового и хризотилового серпентина, хлорита и талька; пироксен частично хлоритизирован, плагиоклаз частично замещается карбонатом и серицитом, миндалины выполнены халцедоном, карбонатом и гематитом. Ортофирмы слабо окварцовены и аргиллизированы. Наиболее сильному метаморфизму подвергнуты витрофировые образования.

Стекловатая зона. Мощность вулканических стекол варьирует от 2—4 до 30 м (см. фиг. 8). В краевых частях экструзии массивное стекло сменяется стекловатыми кластолавами. Дацитовый и редко липаритово-дацитовый состав вулканического стекла подтверждается рядом химических анализов (табл. 2), которые были любезно предоставлены в наше распоряжение А. И. Полинковской. Для удобства сопоставления весовые проценты в ряде анализов пересчитаны в атомные количества на условную элементарную ячейку породы (Барт, 1956)¹.

При таком способе пересчета состав стекла может быть изображен в виде своеобразной формулы, химические символы которой определяют катионы и их количество на 160 атомов кислорода. Ниже в виде подобных формул представлен химический состав ряда проб, отобранных по вертикали через определенный интервал. Местоположение проб в разрезе показано на фиг. 9 (нумерация проб идет сверху вниз).

Скв. 3

- Проба 96. $H_{23}K_{5,2}Na_{6,4}Ca_{1,1}Mg_{0,2}Fe^{2+}_{0,3}Fe^{3+}_{0,4}Al_{13}Ti_{0,2}Si_{56}O_{157,6}(OH)_{2,4}$
 Проба 97. $H_{19}K_{5,3}Na_8Ca_{1,3}Mg_{0,2}Fe^{2+}_{0,3}Fe^{3+}_{0,5}Al_{13}Ti_{0,3}Si_{57}O_{157,5}(OH)_{2,5}$
 Проба 98. $H_{30}K_{4,5}Na_5Ca_{0,8}Mg_{0,3}Fe^{2+}_{0,4}Fe^{3+}_{0,6}Al_{12,9}Ti_{0,4}Si_{58}O_{157,5}(OH)_{2,5}$
 Проба 99. $H_{24}K_{4,7}Na_{5,5}Ca_{0,7}Mg_{0,3}Fe^{2+}_{0,3}Fe^{3+}_{0,6}Al_{12,0}Ti_{0,3}Si_{58}O_{157,5}(OH)_{2,5}$

Скв. 6

- Проба 106. $H_{23}K_{4,9}Na_7Ca_{1,3}Mg_{0,2}Fe^{2+}_{0,3}Fe^{3+}_{0,3}Al_{13,3}Ti_{0,3}Si_{59}O_{157,5}(OH)_{2,5}$
 Проба 107. $H_{21}K_5Na_{6,8}Ca_{1,3}Mg_{0,2}Fe^{2+}_{0,4}Fe^{3+}_{0,4}Al_{13,2}Ti_{0,4}Si_{57}O_{157,5}(OH)_{2,5}$
 Проба 108. $H_{21}K_{4,9}Na_{6,6}Ca_{1,6}Mg_{0,2}Fe^{2+}_{0,4}Fe^{3+}_{0,3}Al_{17,0}Ti_{0,4}Si_{57,6}O_{157,5}(OH)_{2,5}$
 Проба 109. $H_{20}K_{4,8}Na_{7,4}Ca_{0,6}Mg_{0,4}Fe^{2+}_{0,4}Fe^{3+}_{0,3}Al_{13,3}Ti_{0,5}Si_{58,6}O_{157,5}(OH)_{2,5}$

При сопоставлении видно, что в указанном направлении состав породы изменяется мало. Наибольшие колебания характерны для катиона водорода. Это, по всей вероятности, связано с вариациями в содержании воды от 4,5 до 6%. Указанные изменения не подчиняются каким-либо явным закономерностям.

Характерно, что массовое определение летучих, проведенное параллельно с петрографическим исследованием образцов, показало, что горячее неизмененное стекло содержит не более 4,5—6% воды²,

¹ При пересчете весовых процентов H_2O было принято, что в стекле содержится 1% OH, остальное количество воды рассчитывалось на молекулярную H_2O .

² Установлено, что в стеклах Мухор-Талы содержание газовой фазы составляет не более 0,1% от общей массы породы. Таким образом, потери при прокаливании, определенные при 900—1000°, связаны с выделением воды.

Таблица 2

Химический состав пород разреза Мухор-Тала (в вес. %)

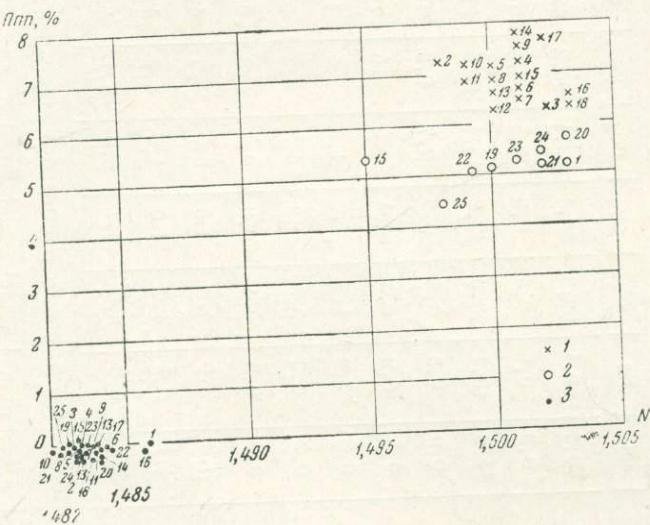
Окислы	Номера проб																
	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	92	93
SiO ₂	71,58	69,40	69,88	69,66	69,96	69,80	69,06	69,06	69,22	69,44	69,40	69,48	69,56	69,58	69,30	69,60	69,6
TiO ₂	0,24	0,28	0,30	0,36	0,28	0,30	0,23	0,28	0,23	0,23	0,30	Следы	0,32	0,20	0,30	0,40	0,5
Al ₂ O ₃	13,91	14,58	13,69	13,37	14,72	14,47	14,33	13,72	14,12	13,59	14,29	14,20	14,18	14,40	14,06	13,60	13,2
Fe ₂ O ₃	0,55	0,47	0,72	0,50	0,37	0,57	0,54	1,00	0,76	0,78	0,46	0,79	0,63	0,55	0,67	0,70	0,5
FeO	0,36	0,29	0,36	0,43	0,44	0,87	0,73	0,86	0,36	0,36	0,50	0,36	0,29	0,36	0,29	0,30	0,3
CaO	1,40	1,05	0,90	1,10	1,55	1,35	1,40	0,85	1,20	1,00	0,85	1,05	1,15	0,85	1,00	1,40	1,5
MgO	0,32	0,54	0,29	0,22	0,25	0,22	0,16	0,85	0,22	0,25	0,29	0,03	0,12	0,11	0,16	0,16	0,2
SO ₃	0,09	0,03	Следы	0,02	0,08	0,15	0,07	0,25	0,07	0,08	0,02	0,07	0,06	0,09	0,08	0,16	0,1
Na ₂ O	3,03	3,81	3,86	3,96	4,26	3,70	3,89	0,02	4,39	3,48	6,09	3,31	3,97	3,47	3,55	3,20	3,1
K ₂ O	2,48	3,55	3,63	3,95	3,33	3,43	3,48	3,99	3,03	5,50	4,00	4,17	3,77	4,46	3,82	4,60	5,0
П. п. п.	5,72	6,30	6,07	6,04	4,85	5,27	5,52	3,95	6,03	5,74	4,00	6,02	5,90	5,92	6,30	5,90	6,1
Сумма	99,68	100,30	99,70	99,58	100,09	100,43	99,39	99,64	99,63	100,54	100,20	99,48	99,95	99,39	99,53	100,02	100,1
Интервал опробования, м	0—1,7	1,7—3,4	3,4—5,1	5,1—7,0	7,5—9,2	9,2— 10,9	10,9— 12,6	12,6— 14,4	14,4— 17,4	17,4— 19,1	19,1— 20,8	20,8— 22,5	22,8— 24,5	24,5— 26,2	26,2— 28,0	0—5	5—10

Таблица 2 (окончание)

Окислы	Номера проб															
	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109
SiO ₂	70,00	69,80	69,10	69,7	69,5	70,4	70,2	70,1	69,1	69,2	69,1	69,1	69,2	69,0	69,2	69,1
TiO ₂	0,40	0,20	0,40	0,5	0,6	0,5	0,3	0,3	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7
Al ₂ O ₃	13,00	13,90	13,50	13,5	13,2	13,1	14,1	14,0	13,1	13,0	13,2	13,4	13,4	13,5	13,2	13,4
Fe ₂ O ₃	0,90	1,00	0,70	0,8	0,9	1,0	0,8	0,9	0,5	0,5	0,6	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4
FeO	0,40	0,20	0,50	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,3	0,3	0,4	0,3	0,5	0,6	0,6	0,5
CaO	1,40	1,40	1,30	1,5	0,9	0,8	0,9	0,8	1,2	1,3	1,2	1,3	1,5	1,5	1,8	1,8
MgO	0,17	0,19	0,20	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3
SO ₃	0,20	0,16	0,20	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3
Na ₂ O	3,50	3,40	4,00	3,7	3,4	3,5	3,0	3,2	3,9	4,0	3,6	5,0	4,3	4,2	4,1	4,5
K ₂ O	3,80	3,90	5,00	5,0	4,2	4,5	4,0	4,1	3,9	4,0	4,0	4,0	4,6	4,7	4,6	4,5
П. п. п.	6,30	5,85	5,15	4,4	6,5	5,4	5,8	5,5	6,8	6,5	6,7	6,0	5,4	4,7	4,8	4,5
Сумма	100,07	100,00	100,05	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Интервал опро- бования, м	10—15	15—20	4—8,2	9,3—13,5	13,5— 18,7	18,7— 21,6	0— 6,8	6,8— 13,6	0—6	6—12	12—18	18—24	0—6	6,12	12—18	18—24

Пробы 56—70—скв. 1; 92—95—скв. 2; 96—99—скв. 3; 100—101—скв. 4; 102—103—104—105—скв. 5; 106—109—скв. 6.

причем содержание воды более менее постоянно для всех частей месторождения. Наличие стекол, содержащих от 6,5 до 8% воды, объясняется различной степенью гидротермального изменения пород и в частности появлением глинистых минералов и цеолитов. Подтверждение этого вывода следует из рассмотрения фиг. 10. Необожженные вулканические



Фиг. 10. Содержание воды в вулканических стеклах Мухор-Талы.

1 — перлит с монтмориллонитом и цеолитами; 2 — неизмененный перлит; 3 — стекло после прокаливания.

Цифры на диаграмме — номера образцов

стекла по оси ординат разделились на две группы с равными показателями преломления, но различающиеся по содержанию воды, причем в верхнюю группу (6,5—8% воды) попали монтмориллонитизированные разности, а в нижнюю (5—6% воды) — гомогенное стекло. Естественно, что прокаливание вызвало изменение показателей преломления и группировку их в очень узком интервале. Прокаливание происходило при 900°С в течение трех часов до достижения постоянного веса образца.

Однако сравнительная равномерность водосодержания неизмененных разновидностей перлита в ряде случаев нарушается. Например, в нижних участках стекловатой зоны обнаружены образцы, которые при раскалывании распадаются на две стекловатые фазы с различным содержанием воды. Сравнительно маловодная фаза (4—4,5% воды) имеет вид темно-зеленых ядер, погруженных в более светлую стекловатую массу с нормальным для данного типа перлита водосодержанием (6%). Судя по описанию, рассмотренные образцы напоминают «мареканиты» Охотского побережья (Judd, 1886).

ского побережья (Лида, 1966). Окраска вулканических стекол различна. В краевых частях экструзии преобладают темно-зеленые, в центральной и восточной появляются пестрые и красновато-бурые разновидности. Пестрая окраска определяется чередованием темно-зеленого или темно-серого вулканического стекла с красновато-бурым. Чередование имеет характер полосчатости или сетчатости. Красновато-буровое вулканическое стекло преобладает вблизи тектонических разломов. Во многих случаях цветовая полосчатость носит вторичный характер, сечет флюидальные полосы; природа окраски будет охарактеризована ниже.

В пределах Забайкалья, кроме перечисленных районов, мезозойские вулканические стекла известны в бассейне р. Уров и в Приаргунье (ключи Ильинский и Тарасовский; р. Карабон; Нагибина, 1951).

Ряд месторождений мезозойского возраста отмечался в юго-западной части Дальнего Востока, а именно: в верховьях р. Буринды (Нагибина, 1959), севернее ст. Кимкан, южнее пос. Радде и в 42 км северо-восточнее г. Облучье (падь Федосеиха).

В Приморском крае находятся Богопольское, Нежданковское, Брусиловское и Сергеевское месторождения.

На Охотском побережье (в 20 км северо-восточнее г. Охотска) известно месторождение вулканического стекла, залегающего среди фельзитов.

Месторождения всех перечисленных районов отличаются небольшими масштабами. Стекла слагают краевые части куполов и потоков.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТЕКЛА

В пределах СССР области альпийского вулканизма локализуются на его юго-западных и восточных окраинах, включая Закарпатье, Закавказье и сравнительно узкую полосу Тихоокеанского побережья.

Подавляющее большинство стекловатых пород связано с верхнемиоценовой и плиоценовой эфузивно-экструзивной деятельностью.

Как уже указывалось, время образования — не единственный объединяющий признак. Кайнозойские вулканические стекла характеризуются определенным типом метаморфизма и близкой степенью гидратации. В условную зону альпийского вулканизма входят Закарпатье, Закавказье, Дальний Восток и Камчатка.

Закарпатье

Карпатский регион образует гигантскую выпуклую к востоку дугу, состоящую из разнородных в геологическом отношении элементов. Общая протяженность дуги 1400 км. Дунаем она отделяется на северо-западе от системы Альп, а на юго-востоке — от Динаро-Балканской системы.

Геологический регион подразделяется на Внутренние и Внешние Карпаты. Граница между ними определяется выступами древнего кристаллического фундамента (последовательно с юга на север — Мармарошский, Раховский, Чивчинский массивы и далее зона «экзотических утесов»). Внешние Карпаты сложены флишевыми образованиями. Внутренние включают полосу третичного вулканизма (Выгорлат — Гутинская гряда), «островные горы» и так называемый Паннонский массив (Венгерская низменность). В развитии региона в целом намечается два основных этапа.

Первый этап охватывает период от архея до конца перми, когда в результате завершения герцинской складчатости на всей территории установились субплатформенные условия.

Начиная с триаса внешняя зона Карпат испытывает погружение (второй период развития), которое постепенно захватывает весь регион. Однако в геологической истории Внутренних и Внешних Карпат имеются и существенные различия. В то же время, когда на территории Внешних Карпат к началу нижнего мела сформировался типичный геосинклинальный прогиб, область Внутренних Карпат остается покрытой мелководным морем, на фоне которого выделяются два острова — Венгерский (Гемерский) и Трансильванский (Бихорский). Начиная с баррема мелководное море сохраняется лишь на части территории Внутренних Карпат — Паннонский массив превращается в сушу. Интенсивная складчатость в конце верхнего палеогена привела к образованию в зоне

Внешних Карпат альпийской складчатой области. На границе жесткого Паннонского (Венгерского) массива и зоны альпийской складчатости в этот период возникает Закарпатский внутренний прогиб. По мере выдвижения Карпат и развития прогиба происходили разрывные деформации, в результате которых фундамент к западу от прогиба оказался разбитым на блоки.

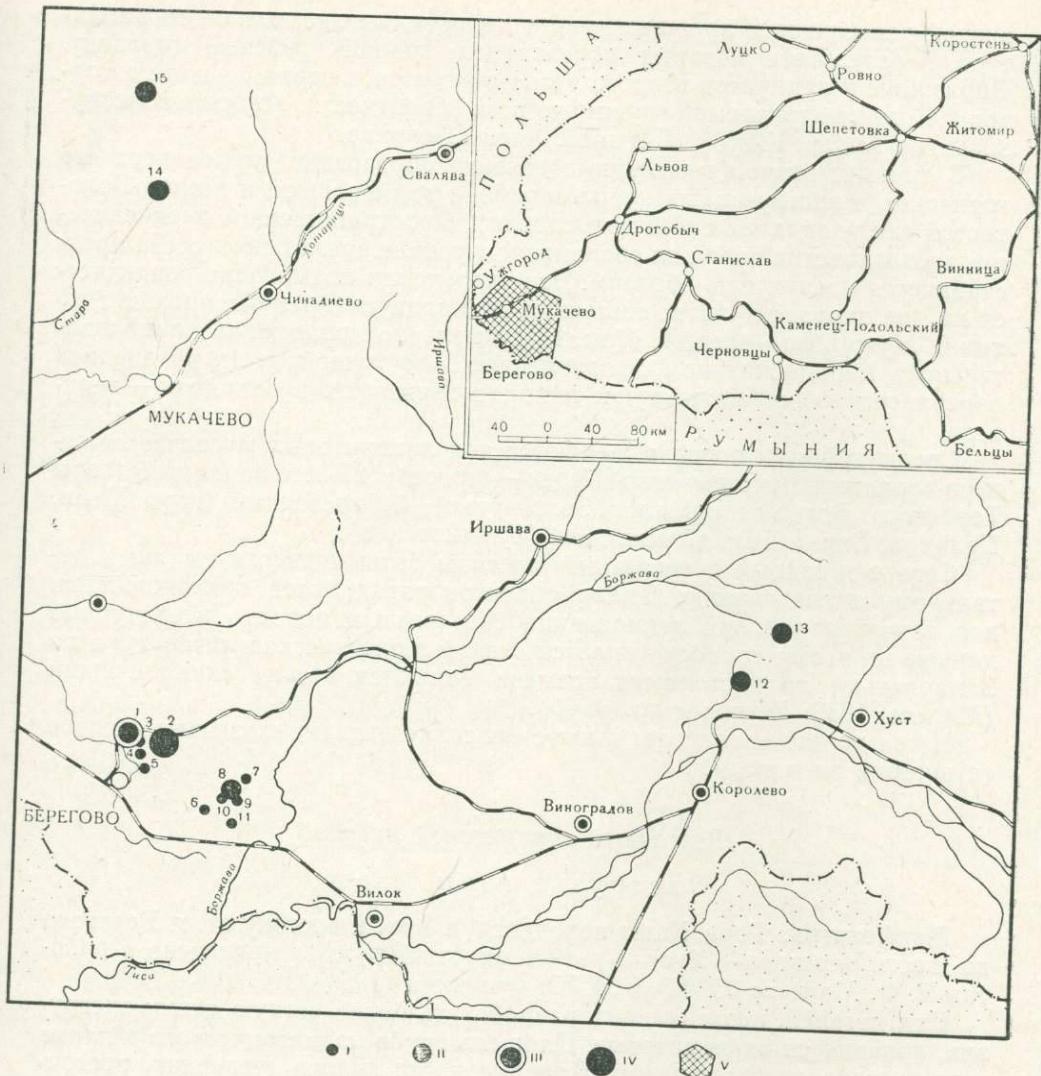
В пределах Восточных Карпат выделяется Чоп-Береговский структурный шов (Малеев, 1960) северо-западного (субширотного) простирания и серия более мелких оперяющих разломов. Дифференциальные движения относительно разломов в сочетании с интенсивной вулканической деятельностью привели к образованию «островных гор» типа Береговских, Косино-Запсоинских (СССР), Токайских (Венгрия) и Прешовских (Чехословакия). В конце паннона на границе Закарпатского прогиба и складчатой области возникает серия глубинных разломов северо-западного простирания (Выгорлат-Гутинский структурный шов). Возникновение и последующее обновление разломов сопровождалось интенсивным вулканизмом вплоть до конца плиоценового времени. Основные представления о развитии вулканизма Карпат связаны с работами В. П. Костюка (1959, 1960), В. С. Соболева и др. (1955, 1958), Е. Ф. Малеева (1960), Кутана (Kuthan, 1948) и многих других советских, чешских и венгерских геологов.

Сопоставление схем различных исследователей позволяет к настоящему времени уверенно говорить о следующих периодах третичной и четвертичной вулканической деятельности: 1) эоцен-олигоценовом (Kuthan, 1948; Соболев и др., 1955; Костюк, 1960) (в определении верхней и нижней возрастных границ данного периода мнения названных исследователей несколько расходятся); 2) тортона-нижнесарматском (Kuthan, 1948; Костюк, 1960); 3) паннон-плиоценовом (Соболев, Костюк, 1958; Костюк, 1960); 4) четвертичном периоде (Малеев, 1960).

Вулканические стекла связаны с завершающей этапы второго и третьего периодов эффузивно-экструзивной деятельностью, образования которой характеризуются липаритовым составом. Цепочка долинно-паннонских экструзивов протягивается от Токайско-Прешовских гор (Liffa, 1957; Ončákova, 1959) до Косино-Запсоинского и Береговского холмогорья (второй период вулканизма). Аналогичные купола, правда, несколько более древнего возраста, известны также уже в пределах Балканской складчатой системы (Горанов и др., 1960). Вторая группа экструзивов, краевые фации которых образованы вулканическим стеклом, совпадает по времени с третьим периодом вулканизма. Купола локализуются в пределах Выгорлат-Гутинской гряды.

Перлиты Береговского холмогорья

Береговское холмогорье — обособленный район площадью около 60 км², расположенный в 30—40 км к западу от Выгорлат-Гутинского хребта (Восточные Карпаты). Вдоль его южной окраины проходит железнодорожная линия и асфальтированное шоссе Ясия — Чоп, вдоль северо-западной — узкоколейка Берегово — Иршава. Две трети площади заняты виноградниками и садами. Основной фон современного ландшафта составляют низкие горы, возвышающиеся на 100—250 м над окружающей равниной. Более 80% территории холмогорья сложено липаритами и липаритовыми туфами. Из конкретно установленных к настоящему времени пород к наиболее древним относятся эффузивно-пирокластические образования андезитового состава. Андезиты вскрыты буровыми скважинами в восточной части района. Установлено чередование потоков мощностью 10—80 м с туфами того же состава. Выше андезитов залегают аргиллиты так называемой нижней осадочной толщи, по возра-



Фиг. 11. Размещение месторождений перлита в Закарпатье.

Запасы: I — 1 млн. т; II — 1—5 млн. т; III — 5—10 млн. т; IV — 10—50 млн. т; V — район работ.
Месторождения: 1 — Ардов; 2 — Затишнянское; 3 — Чепка; 4 — Шарок; 5 — гора Длинная;
6 — Мужайловское; 7 — гора Великая; 8 — Пеликан; 9 — Шиной; 10 — Варна; 11 — Хаеш; 12 — Рокосово;
13 — Великий Раковец; 14 — Верхне-Визницкое; 15 — Герцовское

сту относимые к среднему тортону. Аргиллиты перекрываются мощной туфовой толщей липаритового состава, мощность 500—700 м. Туфовая толща подразделяется на два горизонта — нижний и верхний. Между горизонтами расположены глины с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность глин (верхняя осадочная толща) варьирует от 1 до 200 м. В глинах найдена фауна нижнего сармата. Перечисленные породы прорываются липаритами, образующими своеобразные экструзивные купола.

В пределах холмогорья выделяются три этапа вулканической деятельности, охватывающих период от гельвета до нижнего сармата (Фишкун, 1954 1, 2). С первым — связано формирование андезитового стратовулкана в восточной части района. Развитие вулканизма (после значительного перерыва) привело к экструзиям липаритов (второй этап). Экстру-

зивной деятельности предшествовали пароксизмы эксплозивного характера, в результате которых образовался нижний туфовый горизонт. Образование липаритов второго этапа относится к верхам нижнего тортона. К рассматриваемой группе, по всей вероятности, относятся экструдивы гор Ардов, Шарок, Длинной, Хаеш, Пеликан.

С третьим этапом вулканизма связано образование туфов верхнего горизонта и экструдивных куполов района гор Большой и Малой Золотистой (юго-западная часть холмогорья). Пространственное распределение геологических пород на современном уровне эрозионного среза представляется следующим образом. Вся территория холмогорья разделяется на две неравные части: восточную и западную. Граница проходит по линии Мужийово — Береги (фиг. 11), мысленно проведенной, приблизительно в меридиональном направлении. В восточной части на дневной поверхности обнажаются туфы нижнего горизонта, в западной — верхнего.

Среди туфовых пород выделяются три липаритовых массива: 1) северо-западный (система гор Керек — Ардов); 2) юго-западный (горы Торафюго, Большая и Малая Золотистая); 3) восточный (горы Хаеш, Пеликан, Варна, Шиной, Великая, Мужийовская).

Северо-западный и восточный массивы были подвергнуты нами детальному исследованию. Выбор объектов определялся возможностями для изучения условий локализации стекловатых пород. Литературные данные по этому вопросу (имеется в виду геологическая литература по Закарпатью) до настоящего времени являются весьма схематичными (Малеев, 1959; Жуков и др., 1960).

Ниже приводится геологическое описание названных выше массивов (с востока на запад).

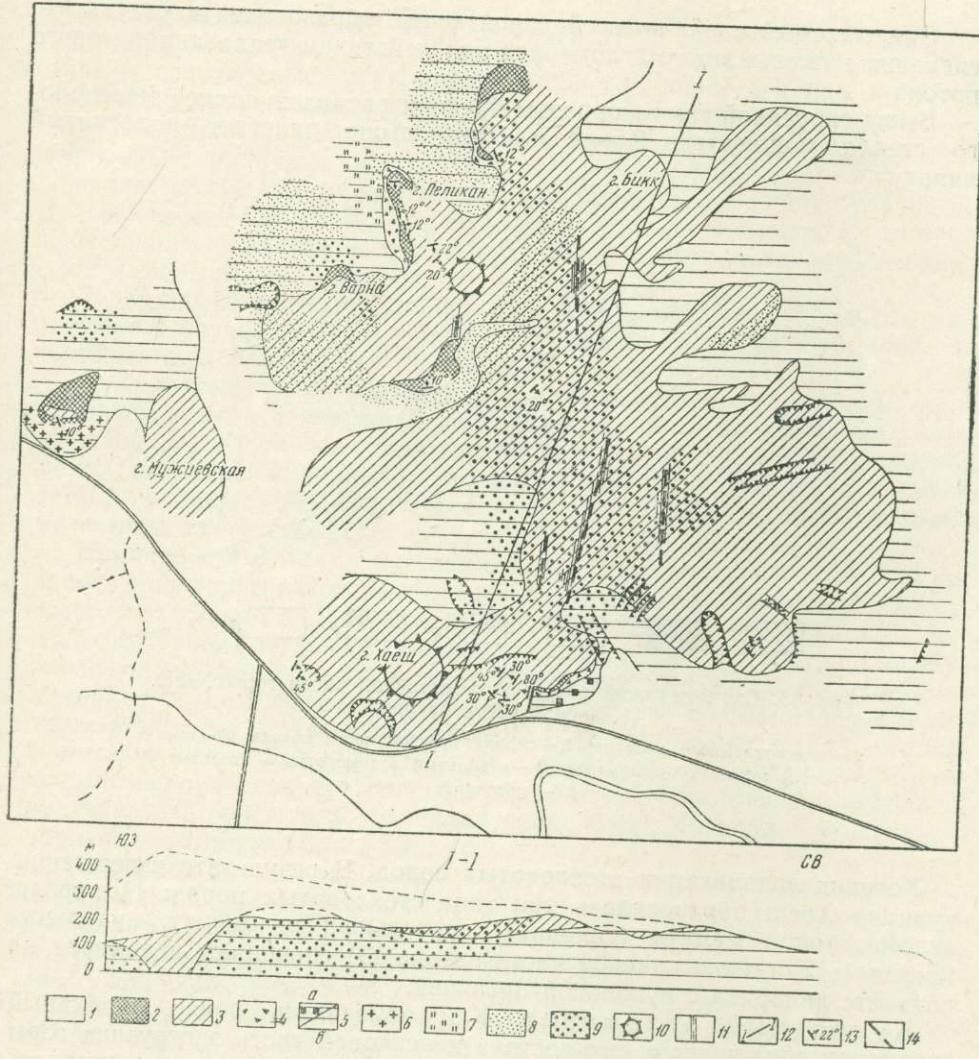
Восточный липаритовой массив

Экструдив горы Хаеш

Морфология. Гора Хаеш находится в 8 км к востоку от г. Берегово по шоссе Берегово — Хуст. Краткое описание купола приведено в работах Е. Ф. Малеева (1949) и М. Ю. Фишкина (1954₂).

Ряд деталей, позволяющих разработать более четкую схему экструзии, приводятся нами впервые. Площадь грубо изометрического в плане тела составляет около 2 км². Краевые части купола (северная, восточная и западная) образуют потоки (фиг. 12), расходящиеся в стороны от вершины горы Хаеш. Западный поток доходит до восточной окраины с. Мужийово, северный — сливается в 1,3 км к северу от вершины с экструдивом горы Пеликан, восточный, длиной 1,4 км, заканчивается в районе горы Виноградной. Жерловая часть купола образует массив собственно горы Хаеш (фиг. 13). Липарит жерлового выполнения характеризуется большей степенью кристалличности основной массы по сравнению с липаритами краевой части купола.

Различная степень кристалличности обусловлена чередованием линейных участков, отличающихся между собой структурой или составом. Неотъемлемую часть купола составляет купольный агломерат (купольная брекчия; Петров, 1961), слагающий юго-восточную часть горы. В одном из обнажений нами изучен контакт липарита с агломератом. Плоскость контакта падает на запад под углом 80°. Непосредственно на контакте липарит приобретает микрофельзитовое и далее витрофирковое строение основной массы. Значительная часть пирокластического материала вблизи от контакта представлена обломками стекловатых пород, аналогичных краевой части некка. Зарисовки этого обнажения использованы при составлении схематического разреза юго-восточной части



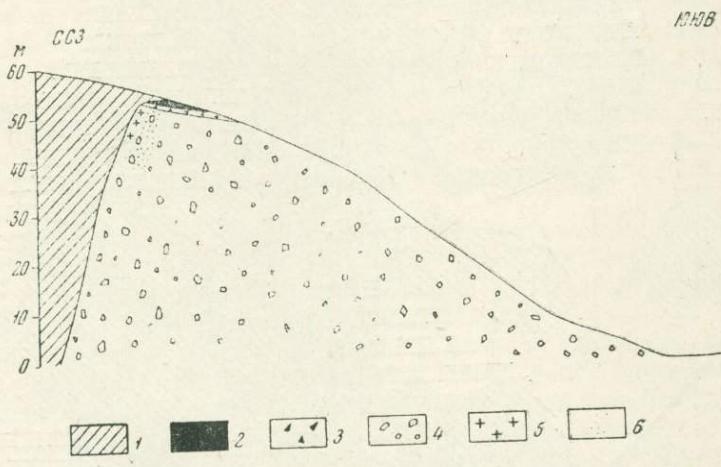
Фиг. 12. Схематическая геологическая карта Восточного массива. Составил В. В. Наседкин с использованием материалов М. Ю. Фишкина, В. И. Залесского и П. Н. Чернявского.

1 — четвертичные отложения; 2 — перлит; 3 — липарит; 4 — спекшийся агломерат; 5 — купольный агломерат — агломератовая мантия (а), витрокластический туф (б); 6 — цеолиты; 7 — монтмориллонит; 8 — каолинит; 9 — алунит; 10 — предполагаемые центры экструзии; 11 — опалит; 12 — линия разреза; 13 — ориентировка плоскостей флюидальности; 14 — разлом

горы (фиг. 13). Из разреза видно, что вблизи липаритового некка наблюдается резкое возрастание мощности агломератового материала примерно на 55—60 м в горизонтальном интервале 80—100 м. В верхней части разреза отчетливо заметно налегание небольшого потока, сложенного липаритами (начальная стадия расплзания некка), на купольную брекчию. На контакте липарита и брекции постоянно присутствует слой плотной стекловатой породы, макроскопически напоминающей кластиолову. Мощность слоя 0,5—6 м. Микроскопическое исследование показало, что стекловатый базис, цементирующий более крупные обломки, имеет тонкообломочное строение. Однако отдельные обломки настолько сварены между собой, что их очертания различаются только благодаря наличию рудной пыли или тоненькой каемки вторичных минералов.

Описываемый слой, по всей вероятности, образовался в результате спекания нижележащего агломерата под действием тепла липаритового потока.

Выше сваренной таким образом брекции расположен слой массивного стекла мощностью 0,5—2 м. Еще выше залегает полосчатый липарит.



Фиг. 13. Схематический разрез юго-восточной части горы Хаеш. Жерловая часть купола.

1 — плагиоклазовый липарит; 2 — перлит краевой части потока; 3 — спекшийся купольный агломерат; 4 — купольный агломерат; 5 — неолиты; 6 — каолинит

Условия локализации стекловатых пород. В результате извержения вулкана Хаеш образовалось три типа стекловатых пород: 1) породы агломератовой мантии (синонимы: купольный агломерат, купольная брекция); 2) стекло краевой части потока; 3) спекшийся агломерат на контакте липарита с купольной брекцией.

Купольный агломерат. Как отмечалось ранее, купольный агломерат примыкает с юго-востока к нековой части экструзива горы Хаеш (фиг. 12). Не вдаваясь в детали петрографии породы, хотелось бы отметить лишь некоторые ее особенности, помогающие восстановить механизм экструзии.

1. Размер обломков варьирует от десятых долей миллиметра до 0,5—0,6 м в одном измерении. Сортировка материала по крупности отсутствует. Обычно разноразмерные обломки и глыбы погружены в тонкообломочную пепловую массу. Содержание глыбовой фракции (≥ 10 см) составляет не менее 30% от всей массы породы. Характерно, что глыбы и крупные обломки в значительном количестве встречаются в радиусе 100—120 м от липаритового некка. На большем удалении наблюдается резкая смена агломератового материала обычным пепловым и крупнообломочным туфом. Аналогичным образом при приближении к жерлу резко возрастает и мощность кластического материала.

2. Обломки в подавляющем большинстве представлены двумя типами вулканического стекла: темно-серым плотным витрофиром и пористым пемзоподобным пепельно-серым стеклом. Пористость, по данным микроскопии, варьирует в отдельных разновидностях от 10—15 до 30—40%, редко достигая 50%. Поры имеют трубчатую или щелевидную форму. Поры заполнены газом и жидкостью. Если принять средний объем пор в 25% от общей массы породы, то можно представить огромное количе-

ство летучих, которые насыщали лаву во время извержения. Распределение пор в пределах одного обломка различно. В одном — поры распределены сравнительно равномерно и ориентированы в одном направлении, в другом — концентрируются вдоль его периферии. В последнем случае центральная часть обломка остается не вспученной и поры ориентированы параллельно его контуру. Это свидетельствует о вспучивании внешних частей обломков в момент перемещения по склону вулкана под действием силы тяжести. Характерно, что стекло при этом не потеряло способности к пластической деформации. Ориентировка пор связана с этой деформацией.

В отдельных участках обнажения поры многочисленных обломков пеплового базиса также имеют вполне определенную ориентировку, напоминающую флюидальность лавовой породы.

3. Характер контактов между сравнительно крупными обломками и пепловой массой различен. В то время как контакты обломков плотного стекла с тонкообломочной пепловой массой резкие, четкая граница между последней и пористым стеклом может отсутствовать. Отсутствие четкой границы наблюдается и между отдельными крупными обломками пемзового стекла.

Наличие в обломках отчетливых признаков спекания и характер распределения пор в некоторых разновидностях слабо вспученного стекла позволяют говорить о достаточно высокой температуре пирокластического материала после его образования. Если учесть пространственную близость к жерловине, отсутствие сортировки, увеличение мощности агломерата и аналогию петрографического состава с материалом краевой части некка, то можно согласиться с В. П. Петровым (1961), что при формировании купола, выдавливании вязкой лавы в виде некка происходило «шелушение» его стенок и образование своеобразной купольной брекчии. Агломератовый материал горы Хаеш, очевидно, относится к образованию именно этого типа.

Стекловатая зона краевой части купола. Массивное вулканическое стекло локализуется в краевых частях потоков, которые образовались при растекании экструзии. Стекловатая зона, очевидно, опоясывала купол со всех сторон. Обрывки этого кольца сохранились в районе с. Мужийово и горы Хаеш.

Промежуточные звенья кольца эродированы или превращены в измененную породу в результате поступуланической гидротермальной деятельности. Например, измененное стекло с присущими ему весьма характерными чертами установлено в краевой части северного потока. Об условиях локализации стекловатых пород можно судить по описанию геологического разреза липаритового потока в районе с. Мужийово.

Массивные эфузивы (лавы) залегают на отложениях крупнокластического и пеплового туфа мощностью 30—35 м. Туф довольно сильно изменен. Вторичные минералы представлены морденитом, монтмориллонитом и гидрослюдой. На контакте с вышележащим липаритом туф обнаруживает отчетливые следы спекания и девитрификации. Мощность зоны спекания составляет 0,5—1 м. В строении самого потока участвуют следующие зоны (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Вулканическое стекло черного цвета	2
2. Тонкополосчатое вулканическое стекло. Полосчатость обусловлена чередованием относительно гомогенного стекла с полосами анортоклазового состава. Полосы срезаются более поздними крупными сферолитами (до 1—2 мм). Последние состоят из анортоклаза и кристобалита	0,2—0,3
3. Тонкополосчатый липарит с редкими «прослойками» полосчатого перлита	4
4. Полосчатый липарит с хорошо раскристаллизованной основной массой	1,5

Аналогичное строение имеет липаритовый поток в районе горы Хаеш. Наличие переходной зоны между стеклом и липаритом и последовательное увеличение (снизу вверх) степени кристалличности в липаритовой (кристаллической) части потока позволяют говорить о едином дифференцированном потоке, нижняя часть которого застывала в условиях резкого охлаждения. Верхняя часть потока, вероятно, уничтожена эрозионными процессами. Характерно, что «туфы» описываемого участка содержат примесь терригенного материала в виде окатанных обломков размером 0,5—6 мм и поэтому скорее относятся к туффитам. Примесь терригенного окатанного материала Е. Ф. Малеев (1949) рассматривал как свидетельство излияния липаритов в условиях мелководного бассейна.

Зона спекания породы агломератовой мантии на контакте с липаритом. Ранее указывалось, что на юго-восточном склоне горы Хаеш на контакте с липаритовым потоком залегает горизонт спекшегося обломочного материала.

Макроскопически это черная лавоподобная порода с отчетливой брекчевой структурой. Под микроскопом видно тонкообломочное строение цементирующей массы. Следы термального воздействия вышележащих липаритов определяются следующими признаками: 1) отдельные обломки сварены между собой, причем при сваривании вдоль их контакта образуется стекло иного состава за счет растворения микролитов плагиоклаза; 2) в непосредственной близости от подошвы потока мелкообломочная основная масса и многие крупные обломки девитрифицированы. Кристаллизация происходила от периферии к центру обломков. Тонкообломочный цемент также девитрифицирован. Вторичные изменения выражены в довольно интенсивной каолинизации.

Гидротермальные изменения. Наличие вертикальной зональности в метасоматитах Береговского холмогорья впервые отмечено В. С. Соболевым и М. Ю. Фишким (1953), дальнейшие работы в этой области принадлежат М. Ю. Фишким (1958) и Г. И. Смирнову (1955). Нами предпринята первая попытка нанести на геологическую карту (фиг. 12) ореолы распространения метасоматических пород. Метасоматические зоны на схеме выделены по преобладанию того или иного типоморфного минерала. Гидротермальные метасоматические изменения кислых эфузивов горы Хаеш выражаются в цеолитизации, монтмориллонитизации, каолинизации, алунитизации и силицификации (окремнение, окварцевание, опализация).

К числу общих замечаний следует отнести следующие.

1. Практически неизмененные породы локализуются только в южной части экструзива (вершина горы Хаеш). Если в туфах гидротермальное изменение имеет площадный характер, то в липаритах оно в большинстве случаев приурочено к вполне определенным тектоническим зонам (разломы, жерловые части куполов и т. д.).

2. В распределении вторичных минералов наблюдается вертикальная зональность. На наиболее низких гипсометрических уровнях (или вблизи разломов) встречены цеолитизированные и монтмориллонитизированные породы, выше и повсеместно преобладают минералы каолинитовой группы. Алунит и минералы кремнезема занимают наиболее высокий гипсометрический уровень.

Цеолитизация¹. Цеолитизированные туфы встречены у подножья Мужийовского потока и вблизи липаритового некка горы Хаеш. Преобладающим цеолитом является морденит. Совместно с морденитом встречается монтмориллонит. Мощность этих сравнительно слабо цеолитизированных пород составляет около 30 м.

¹ Цеолитизация описана Э. О. Лазаренко (1960) в дацитовых туфах с. Середнего. Для данного района цеолиты отмечаются нами впервые.

Каолинизация. Наиболее широко развит процесс каолинизации. Каолинизация захватывает почти все породы без исключения и имеет площадное развитие. Даже казалось бы внешне неизмененные породы в той или иной степени каолинизированы: в липаритах замещаются вкрапленники, основная масса, выполняются пустотки и трещины; в туфах — тонкообломочная пепловая масса.

Характерна ассоциация каолинита с галлуазитом и аллофаном. Реже с каолинитом ассоциирует гидрослюдя. В наиболее сильно каолинизированных породах обычно присутствуют алунит и опал. В большинстве случаев образование минералов группы каолинита предшествует алунитизации. Мощность каолинизированных пород весьма значительна (более 200 м).

Алунитизация. Алунитизированные породы, локализующиеся в центральной, наиболее возвышенной, части экструзива, образуют полосу меридионального просстрирания. Мощность полосы 500—600 м.

В указанную группу объединены породы, содержащие 50—95% алунита.

Наиболее интенсивная алунитизация характерна для пород, находящихся в непосредственной близости от зоны окварцевания и опалолитации.

Алунит, как правило, ассоциирует с опалом, халцедоном и кварцем.

Силицификация. В результате указанного процесса образуются породы, состоящие главным образом из кварца, халцедона и опала. Процессы опализации и окварцевания наиболее интенсивно протекают в зонах тектонических разломов. Линейно вытянутые тела монокварцитов образуют к северо-востоку от вершины горы Хаеш прерывистую зону субмеридионального просстрирания. Мощность зоны 30—50 м; длина 600—700 м.

В туфах характер силицификации несколько иной. Опал замещает отдельные обломки, причем порода приобретает характерный пятнистый облик. Опализация в этом случае характеризуется площадным распространением. Ассоциация опал (халцедон) + алунит в зонах наиболее интенсивного окремнения уступает место минералам группы кремнезема.

Экструзивный купол горы Пеликан

Описываемый экструзив находится в северной части Восточного липаритового массива. Его южная граница сливается с северной окраиной Хаешского потока. Эллипсоидальный контур купола охватывает высоты Варна, Пеликан, Шиной и Великую. Площадь купола составляет приблизительно 1,6—1,7 км².

М. Ю. Фишkin (1954₂) рассматривал липаритовые породы этого участка в качестве северного продолжения потока горы Хаеш, Е. Ф. Малеев (1959) склонен выделять в данном районе серию куполов. В 1959 г. месторождение изучалось группой геологов Института строительных материалов Академии строительства и архитектуры УССР. В результате этих работ установлена промышленная ценность перлингов участка и составлена детальная геологическая карта, охватывающая большую часть купола. Однако сколько-нибудь определенные высказывания об условиях локализации вулканического стекла в названной работе отсутствуют (Жуков и др., 1960).

Морфология тела. Как было ранее упомянуто, высоты Варна, Шиной, Пеликан и Великая образуют эрозионную поверхность единого экструзивного массива (см. фиг. 12).

Приводимый фактический материал (колебание мощности липарита, ориентировка флюидальности) позволяет предполагать, что

жерловая часть купола расположена в 150—200 м к юго-востоку от вершины горы Пеликан. От жерловины в северном, северо-восточном, юго-восточном и западном направлениях отходят лавовые потоки.

Северный поток был подвергнут наиболее детальному исследованию. Поток имеет дифференцированное строение. Его нижняя и фронтальная части сложены вулканическим стеклом, верхняя — тонкополосчатым липаритом. Последний отличается значительным содержанием в основной массе тридимита и кристобалита. Характерно, что кристобалитовые разновидности преобладают вблизи стекловатой зоны. Выпуклая книзу поверхность подошвы потока образовалась в результате внедрения последнего в массу купольного агломерата, который достигает весьма значительной мощности.

На контакте с лавовым потоком вследствие теплового воздействия липарита на агломератовые образования сформировался слой сваренных пирокластов мощностью 15—40 м.

Петрографические особенности сваренной породы идентичны аналогичным образованиям горы Хаеш. Наибольшей протяженностью (около 800 м) обладает северо-восточный поток. Так же как и в предыдущем случае фронтальная часть потока имела стекловатое строение. Однако благодаря вторичным гидротермальным процессам стекло нацило изменено и превращено в породу существенно кварцево-каолинитового состава.

Стекловатая зона. Стекловатая зона включает спекшиеся отложения агломератовой мантии и краевую нижнюю часть вышележащего лавового потока. Вулканическое стекло эфузивного типа слагает нижнюю периферическую часть лавовых потоков данного экструзива. Мощность стекловатой зоны варьирует от 6 до 22 м; по мере приближения к жерловине она уменьшается. Стекловатая корка, вероятно, ранее покрывала и верхнюю часть потока. Между кристаллическим липаритом и стекловатой зоной имеется интервал промежуточного строения. Вначале появляются отдельные сферолиты кристобалитово-анортоклазового состава, далее они образуют цепочки и полосы и наконец порода приобретает кристаллическое строение. Мощность переходной зоны измеряется десятками сантиметров — первыми метрами.

Все без исключения разновидности вулканического стекла в той или иной степени метаморфизованы. Повышенное содержание воды (от 4 до 7%) по отношению к другим стеклам третичного возраста в данном случае, вероятно, связано с процессами каолинизации.

Гидротермальные изменения. Экструзив горы Пеликан один из немногих объектов Береговского холмогорья, где четко устанавливается наличие трех зон вертикальной метасоматической колонки: 1) монтмориллонитизации; 2) каолинизации; 3) алунитизации.

Монтмориллонитизированные туфы установлены в северной части месторождения, а также вскрыты на глубине 24 м буровыми скважинами. Содержание монтмориллонита в отдельных образцах достигает 30—60%. Провести резкую границу между процессами алунитизации и каолинизации довольно затруднительно; на карте (см. фиг. 12) две последние зоны выделены весьма условно лишь по преобладанию одного из вторичных минералов. Говоря о соотношении этих процессов, следует признать резкое преобладание на данном участке минералов каолинитовой группы. В строгом смысле, некаолинизированные породы в пределах экструзива отсутствуют. Характерна ассоциация минералов каолинитовой группы (каолинит, галлуазит, аллофан, гидрослюдя) с пиритом.

Мощность зоны каолинизированных пород составляет 40—100 м. В начальную стадию каолинизации стекло приобретает беловатый от-

тенок. Зоны алунигации обычно занимают более высокий гипсометрический уровень, хотя в ряде случаев наблюдается их чередование.

Наиболее интенсивному изменению подвергаются туфы, затем вулканическое стекло и далее липарит.

Вблизи вершины горы Пеликан нами обнаружены баритизированные липариты. В большинстве случаев барит выполняет мелкие пустоты, образуя щетки и дроздовидные сростки кристаллов пластинчатой формы.

Опалолиты пользуются ограниченным распространением, слагая маломощные линейные зоны в юго-восточной части экструзива.

Северо-западный липаритовый массив

Северо-западный массив сложен цепочкой липаритовых гор-холмов (относительные превышения 150—200 м) субмеридионального простирания. С юга на север последовательно выделяются следующие вершины: Керек, Длинная, Шарок, Чепка, Ардов.

Возвышенная часть массива занимает площадь около 6 км². Его западные склоны спускаются непосредственно к городу Берегово. В описываемом районе насчитываются три вулканических центра (Фишкун, 1954), два из которых картируются довольно точно. Первый, вероятно, расположен между высотами Ардов и Чепка, второй — на горе Длинной. Наличие третьего можно предположить на западном склоне горы Шарок, однако его морфологические черты весьма нечетки. Расстояние между центрами не превышает 600—900 м. Фланги куполов соприкасаются. Благодаря полной идентичности пород, точное оконтуривание отдельных экструзивов практически невозможно.

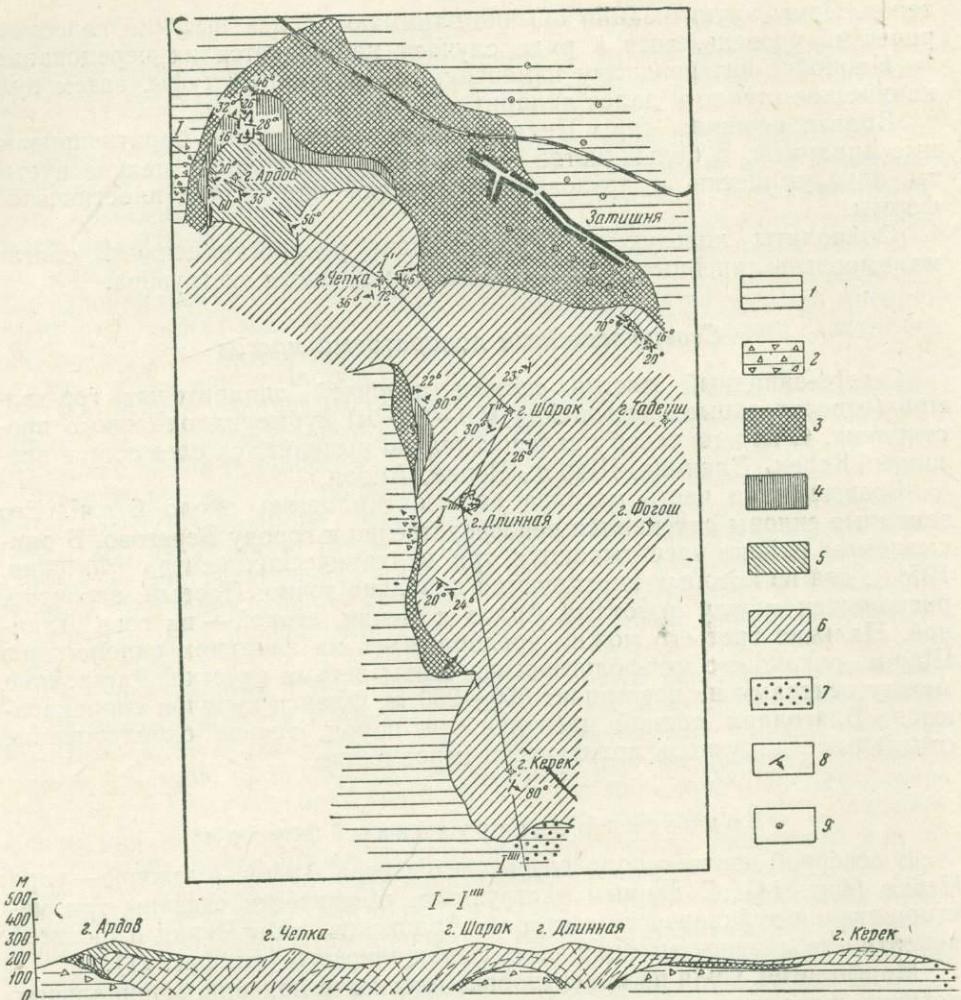
Ардовский экструзивный купол

В северной части купола возвышается гора Ардов, в южной — гора Чепка (фиг. 14). С данным экструзивом генетически связаны три месторождения вулканического стекла: Ардовское, горы Чепки и, по всей вероятности, северо-западная часть Затишнянского (см. фиг. 11).

Морфология. Судя по ориентировке плоскости падения флюидальных потоков, жерловая часть купола расположена к востоку от вершины Ардов. В северном направлении от нее отходит крупный поток. Поток имеет зональное строение. Наиболее глубинные его части сложены полнокристаллической породой, периферические — полустекловатой и стекловатой.

Полный разрез потока можно наблюдать в северо-западной части горы (фиг. 15). При спуске от вершины по азимуту (СВ 8—10°) разновидности липаритов сменяются в следующей последовательности. Первые 160—180 м (горизонтальное положение на карте) представлены пористым липаритом с тонкосферолитовой основной массой. Плоскости, определяющие флюидальность породы, расположены горизонтально или почти горизонтально (зона перегиба при переходе от купола к потоку). Между сферолитами калиевого полевого шпата сравнительно редко присутствует стекловатая фаза. Следующий интервал, протяженностью 220—240 м, сложен полустекловатыми породами. Интервал характеризуется чередованием пород с различной степенью кристалличности мезостазиса. «Слои» пород с кристаллической структурой основной массы по вертикали сменяются «слоями» пород, имеющих полу-кристаллический мезостазис. Отношение стекла к кристаллической фазе возрастает по направлению маршрута.

Мощность слоя 0,05—150 см. Флюидальные потоки ориентированы к горизонту под углом 10—35°. Плоскости падения направлены в север-



Фиг. 14. Схематическая геологическая карта Западного массива.
Составил В. В. Наседкин с использованием материалов В. И. Залесского.

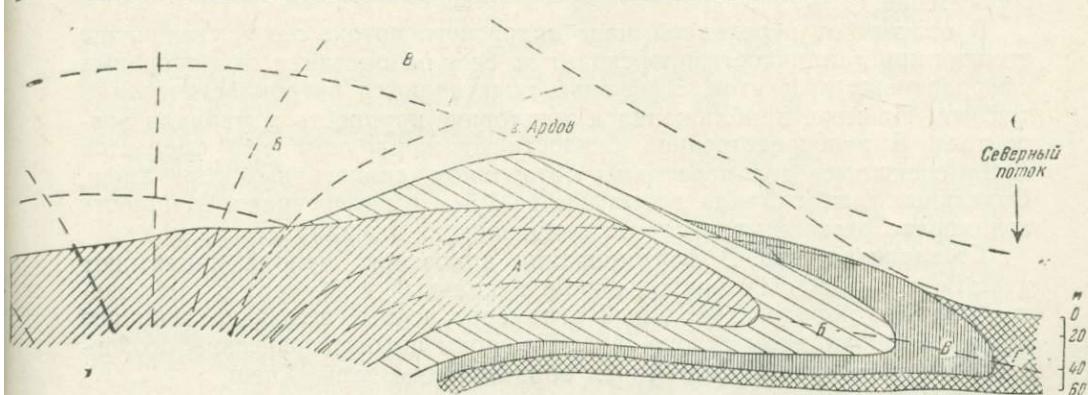
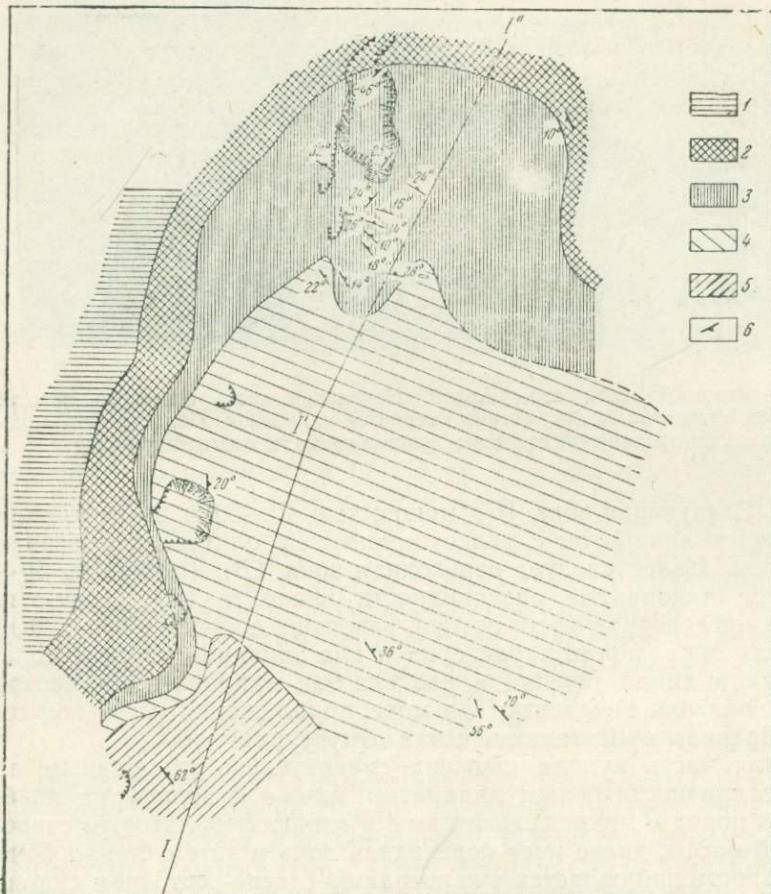
1 — витрокластический туф; 2 — купольная брекчия; 3 — перлит; 4 — переходная зона; 5 — липарит; 6 — липарит с крупносферолитовой массой; 7 — алунист; 8 — ориентировка плоскостей флюидалности; 9 — скважины

ном направлении. Изменение ориентировки флюидалных потоков показано на фиг. 16.

Следующая зона состоит из серого пористого вулканического стекла. Суммарное содержание кристаллической фазы здесь не превышает 30 %. Кроме вкрапленников, это сравнительно крупные сферолитовые агрегаты, окружающие многочисленные поры. Кристаллические образования подобного типа присутствуют во всех названных выше разновидностях. Их содержание не зависит от местоположения образца.

Углы наклона флюидалных полос достигают 40—46°. Благодаря обилию по указанному маршруту коренных обнажений возможно со-ставление геологического разреза с большой степенью достоверности.

На фиг. 15 видны все перечисленные выше зоны. Центральная часть потока (зона A) представлена белым пористым липаритом, базис которого обладает крупносферолитовой, местами гранофировой структурой. Аналогичный липарит также слагает центральную жерловую



Фиг. 15. Схематическая геологическая карта северо-западной части горы Ардов.
Составил В. В. Наседкин с использованием материалов В. И. Залесского.

1 — купольный агломерат; 2 — перлит; 3 — породы переходной зоны; 4 — пористый липарит с тонкосферолитовой основной массой; 5 — липарит с крупносферолитовой основной массой; 6 — ориентировка флюидальности. А — внутренняя зона экструзива; Б — краевая часть экструзива; В, Г — поток (В — полустекловатая зона, Г — стекловатая зона)



Фиг. 16. Северо-западный склон горы Ардов. Начальная часть северного потока. Горизонтальная ориентировка линий течения сменяется наклонной. Полосчатость липарита обусловлена различной степенью кристалличности отдельных полос

часть купола. Следующая зона (*Б*) мощностью 40—50 м по вертикали образована серым липаритом с мелко- и тонкосферолитовым строением основной массы. Далее следует переходная зона (*В*) (мощность 50—60 м) и затем стекловатые разновидности липарита (*Г*). Мощность зоны (*Г*) в самой северной части потока, вероятно, достигает 90—120 м.

Аналогичная зональность характерна и для западной части купола, однако плоскости линий течения и раздела зон направлены к центру купола. Углы падения возрастают по мере приближения к его жерловине (веерообразная прототектоническая структура).

Центральная часть купола сложена сравнительно однородным по степени кристалличности белым липаритом, ближе к периферии появляются «слои» пород с микрофельзитовым и микросферолитовым строением основной массы, далее идет переходная зона и затем стекло. Указанная зональность наблюдается в карьерах на северо-восточном склоне горы Чепка.

В отличие от переходной зоны ардовского потока здесь увеличение степени кристалличности происходит за счет разрастания околоворовых сферолитовых агрегатов. Эффузивы подстилаются витрокластическими туфами. По мере приближения к жерловине крупность материала возрастает. В непосредственной близости от жерловины туф сменяется слабо спекшимся агломератовым материалом, аналогичным горе Хаеш. Отдельные глыбы стекла достигают 1—1,5 м в поперечнике. Мощность агломерата резко возрастает по направлению к жерлу экструзива.

Стекловатая зона. В формировании ардовского купола принимают участие два типа стекловатых пород: купольный агломерат и стекловатая лавовая порода. Купольный агломерат вскрыт штолней «винного погреба» на западном склоне горы. По своим петрографическим особенностям туф полностью идентичен образованиям горы Хаеш.

Вулканическое стекло стекловатой лавовой породы образует внешнюю (эндоконтактовую) зону купола и лавового потока. Последний в лобовой части целиком сложен перлитом. В обоих случаях строение эндоконтактовых зон тождественно. Небольшое различие определяется соотношением мощностей. В купольной части экструзива мощность стекловатой зоны, включая и переходную, обычно несколько меньше (см. фиг. 14, 15). Краевая часть купола сложена серым сравнительно массивным стеклом с отчетливой перлитовой структурой.

Порода обладает горизонтальной столбчатой отдельностью. Краевую часть потока образуют пористые разновидности перлита. По направлению к его фронтальной части количество пор уменьшается. Поры в

большинстве случаев округлые или слегка вытянутые в одном направлении. Реже наблюдаются деформированные поры, заполненные втеками стекла. Во всех случаях они окаймляются сферолитовым агрегатом, состоящим из анортоклаза и кристобалита (в некоторых случаях, возможно, тридимита). В местах наибольшего скопления пор порода целиком переходит в кристаллический агрегат.

Отдельные поры имеют лиофизовое строение. Вторичные гидротермальные изменения в породе почти отсутствуют.

Ранее уже отмечалось, что в систему северо-западного липаритового массива также входят горы Шарок, Длинная и Керек. Гора Шарок слагает самостоятельный экструзивный купол, который по своему строению напоминает юго-восточную часть Ардовского купола.

Самый южный экструзив в этой системе представлен горами Керек и Длинная. Жерловина купола находится на вершине Длинной. От жерла в южном направлении отходит узкий поток длиной 1,5—1,6 км. Западная краевая часть потока сложена вулканическим стеклом.

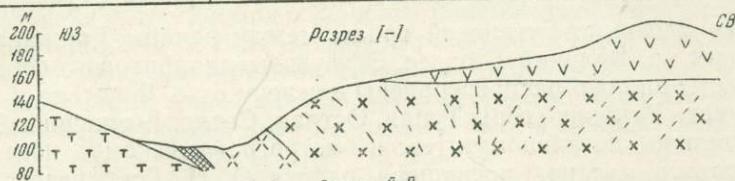
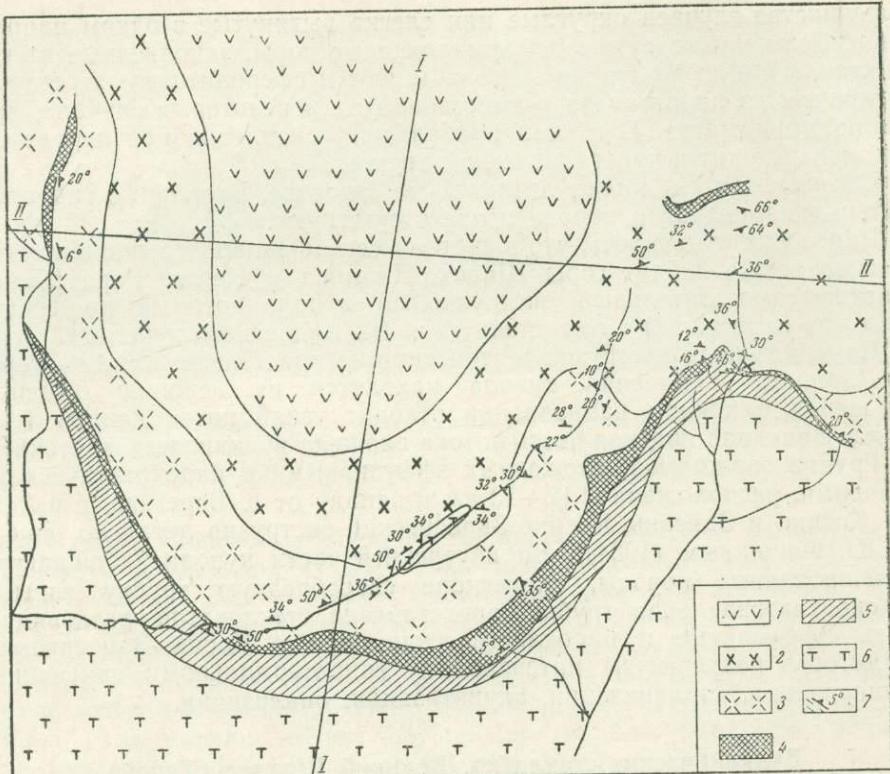
Группа гор-холмов, сложенных эффузивными и пирокластическими породами, расположена в 12—13 км к западу от г. Берегово, в районе сел Косино и Запсонь. Косино-Запсоньский экструзив детально описан М. Ю. Фишкиным (1954₂). Во внутренней части купола наблюдаются брекчированные породы, слагающие своеобразную трубку взрыва. Эндоконтактовая зона трубы представлена стекловатой разновидностью. Эффузивные и пирокластические породы Косино-Запсоньского холмогорья подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению: адюляризации, каолинизации, алунитизации, опализации.

Вулканические стекла хр. Великий Шоллес (Тупой)

Часть Выгорлат-Гутинской гряды между реками Боржава и Рика составляет хр. Великий Шоллес. Эффузивы липаритового состава и их пирокласты широко распространены к северу от с. Рокосово и к востоку от Великого Раковца (горы Тупая, Острая, Седло, Бычкайчин Яр и др.). Сравнительнольному геолого-петрографическому исследованию липаритового массива посвящена работа О. Н. Горбачевской (1954). Промышленные свойства стекловатых пород изучались И. С. Солоненко (Жуков и др., 1960). Из целой группы экструзивных куполов нами детально изучен экструзив горы Бычкайчин Яр (фиг. 17). Липариты относятся к верхнеплиоценовому возрасту.

Морфология купола. Купол образует караваебразную возвышенность на водоразделе Тисы и Боржавы. Наличие весьма многочисленных обнажений в русловой части естественных водотоков позволяет достаточно полно охарактеризовать его морфологические особенности. Веерообразное в разрезе строение экструзива убедительно доказывается целой серией замеров, показывающих изменение ориентировки флюидальных линий от его периферии к центру; в плане массив имеет форму неправильного круга. Плоскостью эрозионного среза обнажена внутренняя (считая от верхней поверхности) часть массива. От его периферии к центру последовательно сменяются следующие разновидности пород.

Краевая часть купола образована вулканическим стеклом. Мощность зоны 1—30 м. Далее расположена зона (мощность около 60 м) тонкополосчатого кристобалитового липарита. Кристобалит не только выполняет пустоты, но и входит в состав основной массы породы. Тридимит образует единичные скопления. Центральная часть купола сложена также тонкофлюидальным липаритом. Из двух отмеченных минералов кремнезема в последней из указанных разновидностей липарита преобладает тридимит (тридимитовый липарит). Переход между



разрез I-I



разрез II-II

Фиг. 17. Схематическая геологическая карта экструзивного купола Быкчайчин Яр.
Составил В. В. Наседкин.

I — андезит; 2 — липарит с тридимитом; 3 — кристобалитовый липарит; 4 — обсидианово-перлитовое стекло; 5 — купольный агломерат; 6 — туф липаритового состава; 7 — элементы залегания
и ориентировка линий течения

кристобалитовой и тридимитовой зонами постепенный. Преобладание кристобалита в эндоконтакте массива, очевидно, связано со степенью переохлаждения расплава при кристаллизации. Между стекловатой и липаритовой частью массива образуется переходная зона мощностью от 0,5 до 1—1,5 м.

Главным признаком переходной зоны является тонкое чередование полос стекловатого и кристаллического строения. Мощность полос колеблется от 0,1 до 3—5 мм. Количество кристаллического вещества увеличивается по направлению к центру массива. Закристаллизованные участки, судя по показателю преломления агрегата, в значительном количестве содержат кристобалит.

Все перечисленные зоны под определенными углами (в зависимости от расстояния до центра) наклонены в сторону жерловины купола.

С востока к главному экструзиву примыкает и с ним сливается второй купол гораздо меньших размеров. Здесь плоскости линий течения имеют более крутое падение. Очевидно, можно говорить о едином массиве, лава при образовании которого поднималась по двум сближенным каналам.

Весьма характерное строение имеет эндоконтактовая зона экструзивного купола. Экструзивные купола в радиусе 1—3 км окружены отложениями витрокластического туфа. По мере приближения к жерловине его пепловая разновидность сменяется крупно- и грубообломочной. На расстоянии 20—30 м от контакта с экструзивом туф приобретает глыбовый характер (агломератовая разновидность). Глыбы вулканического стекла, достигающие 0,2—2,5 м в поперечнике, погружены в пепловую зеленовато-белую массу.

По направлению к контакту количество глыбового материала возрастает. В русловом обнажении одного из ручьев (восточная часть купола) мы наблюдали плоские плитообразные глыбы стекла, ориентированные параллельно плоскости контакта экструзива с туфом. При контактовая часть купола сложена материалом того же типа. В более удаленных участках среди обломков преобладают закристаллизованные разновидности липаритов. Агломератовый материал, очевидно, образовался в результате отслаивания глыб и обломков стекла от нижней поверхности купола в период экструзии (купольная брекчия, по В. П. Петрову, 1961).

Стекловатая зона. Вулканическое стекло образует эндо- и экзоконтактные зоны купола.

1. Эндоконтактовая зона Рокосовского купола относится к одному из наиболее интересных образований среди эффузивно-экструзивных пород Закарпатья. В одном из обнажений (восточный контакт экструзива) удалось наблюдать ее сравнительно полный разрез. Краевая часть зоны, примерно 0,75—0,8 м, состоит из темно-серого вулканического стекла обсидианового типа. Обсидиан матовый, слегка просвечивает в краях, имеет характерный раковистый излом. Содержание воды варьирует в пределах 0,01—0,06 %. Обсидиан подвергся интенсивному гидротермальному изменению. Неизмененное стекло присутствует в виде реликтов в желтовато-серой гидрослюдистой — каолиновой масце. Следующие 1,0—1,5 м зоны образованы флюидальной стекловатой породой с многочисленными сферолитами калиевого полевого шпата. Главную особенность этой породы составляет строение стекловатой части. Последняя состоит из многочисленных темно-серых, почти черных шариков и серого стекловатого же цемента. Шарики также представлены обсидианом (0,1—0,7 % воды). Серый фон образован стеклом перлитового типа (3,6 % воды). В других обнажениях, как правило, интервал чисто обсидианового стекла отсутствует и вся зона состоит из стекла обсидианово-перлитового типа.

Макроскопически стекло напоминает вулканическую брекчию, однако детальное исследование показывает ошибочность подобного заключения. Образование обсидианово-перлитовых пар рокосовского типа, очевидно, связано, с высокотемпературной гидратацией, возможно в магматическую стадию процесса.

2. Экзоконтактовая зона образована купольным агломератом. Стекло обломков довольно сильно изменено, поэтому, вероятно, признаки первичного спекания нами не наблюдались. По всем другим данным купольный агломерат весьма напоминает соответствующие образования гор Хаеш, Ардов и др.

Гидротермальные изменения. Липариты и туфы в зоне, прилегающей к контакту, подвергнуты гидротермальному изменению. Наиболее интенсивное замещение стекла агрегатом каолинитово-гидрослюдистых

минералов наблюдалось в уже описанном обнажении. Непосредственно на контакте вулканическое стекло наблюдается в виде реликтов среди ячеистой массы каолинитово-гидрослюдистого состава.

Аналогичная степень изменения характерна и для полосы прилегающих туфов. Мощность интенсивно измененных пород, переходящих местами в чисто глинистые образования, варьирует от 0,1 до 2—2,5 м. На некотором удалении от контакта вторичные минералы замещают стекло параллельно флюидальности, в туфах замещению подвергается пепловая, тонкообломочная, масса. Встречаются также жилы, представленные глинистыми минералами. Мощность жил, сложенных глинистыми минералами, варьирует от десятых долей сантиметра до 20 см.

Все вышеназванные месторождения перлитов далеко не исчерпывают список проявлений вулканического стекла на территории Закарпатья.

Водосодержащие вулканические стекла липаритово-дацитового состава известны в бассейне р. Визницы (р-н сел Герцовцы, Феделешевцы, Ильковцы, Верхняя Визница), а также в междуречье Ужа и Латорицы (р-н сел Микуловцы, Счастливое, Тростянец). Значительное по масштабам месторождение перлита расположено вблизи с. Герцовцы. Здесь стекловатые породы приурочены к краевым частям растекшегося купола. Мощность стекла в южной части купола (Герцовский поток) достигает 4—5 м. Выше расположена переходная зона (0,5—4 м) и еще выше закристаллизованный липарит (10—30 м). Вулканическое стекло, как и в предыдущем случае (Рокосово), характеризуется неравномерным содержанием воды. Обсидиановые ядра содержат 0,4—0,5% воды, окружающее их перлитовое стекло — 3—4%. В среднем содержание воды не превышает 2—3%.

Закавказье

На территории Закавказья водосодержащие вулканические стекла кислого состава концентрируются в районах позднетретичного — четвертичного вулканизма. Крупные месторождения вулканического стекла известны в пределах западных отрогов Гегамского хребта, на юго-западной окраине вулканического массива Арагац, на восточных и северо-восточных отрогах Зангезурского хребта в западной части Карабахского нагорья, в центральной части Ахалкалакского плато и в пределах Ахалцихской долины. Положение кислых эфузивов в общей схеме кавказского вулканизма известно из работ Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945), К. Н. Паффенгольца (1959), М. А. Кашкая (1955) и многих других геологов. В настоящей работе мы коснемся лишь некоторых деталей строения липаритовых комплексов в связи с особенностями локализации вулканического стекла. Приводимые ниже материалы основаны как на литературных данных, так и на личных наблюдениях автора.

Перлиты юго-западных отрогов Гегамского хребта (Армения)

Площадь распространения кислых эфузивов находится в юго-западной части Ахтинского района Армянской ССР, в 35 км к северу от г. Ереван.

Вулканические стекла (обсидианы) этого района впервые были описаны Абихом. Образцы из его коллекции впоследствии петрографически исследовались М. П. Мельниковым (1891). Обсидиановые разновидности также отмечены в 1938 г. К. Н. Паффенгольцем при составлении геологической карты района масштаба 1 : 100 000. Начиная с

1939 г., «литоидные пемзы» (слабо вспученное вулканическое стекло) рассматриваются как сырье для стекольной промышленности. В 1954 г. вулканические стекла района изучались В. П. Петровым (1957). Детальное определение масштабов месторождений проводилось в 1958—1960 гг. геологами Армянского геологического управления.

Месторождения расположены в пределах платообразной возвышенности, полого поднимающейся в восточном направлении. В виде усеченных конусов на ее фоне возвышаются Кетан-Даг (2300 м) и Гядис (2529 м). К высоте Кетан-Даг территориально тяготеют перлиты Фонтан-Джраберского месторождения, к юго-восточным склонам Гядис — вулканические стекла Кянкянского участка. Через месторождения проходит железнодорожная магистраль и асфальтированное шоссе Ереван — Севан.

В районе выделяются две возрастных группы эффузивных пород: плиоценовые базальты и липариты и четвертичные базальты.

Для плиоценовых эффузивов характерна следующая последовательность. В нижней части разреза обнажаются оливиновые базальты, образующие прекрасные обнажения со столбчатой отдельностью в долине р. Раздан (Занга). Выше залегает дифференцированный поток липаритового комплекса (все это составляет первую группу пород). Указанные породы перекрываются четвертичными андезито-базальтами и андезитами (вторая группа). Среди поля четвертичных лав липариты обнажаются в виде отдельных пятен.

По данным предыдущих исследователей, извержение липаритовой лавы происходило из двух центров. Фонтан-Джраберское месторождение образовалось при извержении вулкана Кетан-Даг, Кянкянские — вулкана Гядис. По вопросу о центрах извержения имеется и другая точка зрения. В. П. Петров считает (устное сообщение), что вулканический центр находился в районе Гядис. Этот вывод также подтверждается данными С. Г. Карапетяна (устное сообщение), который обнаружил в районе Гядис остатки древнего вулканического аппарата. Липаритовый поток, который протягивается от вершины Гядис в северо-западном направлении, имеет длину около 12 км. Поток круто срезается долиной р. Занги. Он имеет следующее строение (снизу вверх): нижние 30—40 м сложены тонкополосчатым светло-серым липаритом; далее, на протяжении 20—25 м, наблюдается чередование линейных полос стекловатого и кристаллического строения (переходная зона); выше залегают темно-серые и черные обсидианы (мощность 25—30 м); еще выше — серое пористое стекло перлитового типа (мощность 50—60 м). В пористом перлите наблюдаются участки и линзы обсидиана от 1—2 мм до 6—10 м в наибольшем измерении. Увеличение пористости от плотного темно-серого обсидиана к пористому перлиту, вспученному в природных условиях, происходит постепенно. Вначале в обсидиане появляются отдельные сильно вытянутые в направлении течения поры (размер пор: 0,8 мм в наибольшем измерении, 0,01 мм — в наименьшем). Местами поры образуют скопления в виде отдельных «слоев» и линзочек. Макроскопически это выражается в появлении серебряно-белой окраски. Несколько выше по разрезу благодаря сравнительно равномерному распределению пор стекло приобретает белесовато-серый оттенок. Ориентировка пор придает стеклу характерный флюидальный облик. Хотелось бы отметить одну, с нашей точки зрения, немаловажную деталь: распределение пор имеет ритмичный характер, т. е. мы наблюдаем последовательное линейное чередование участков с различной концентрацией пор (от массивного стекла до 10—15% пор на единицу поверхности шлифа). Дальнейшее увеличение пористости ведет к образованию так называемой литоидной пемзы. В последней поры составляют 20—25% общего объема породы. Меняется также и характер по-

ристости: образуются крупные поры за счет слияния мелких, в местах наибольшего скопления пор появляются разрывы сплошности стекла. Мелкие поры все больше вытягиваются и начинают приобретать характер тонких трещинок.

Прогрессивное увеличение пористости приводит в дальнейшем к появлению типичных пемзовидных пород — стекло имеет характер перегородок, огибающих крупные поры. Мелкие поры, как было отмечено, получают форму тонких трещинок. Постепенный переход от массивного обсидиана к пемзоподобному перлиту также описан В. П. Петровым (1957) в коренном обнажении дорожной выемки между селами Сухой Фонтан и Джрабер (Ново-Николаевка). Параллельно с увеличением пористости в вертикальном направлении снизу вверх наблюдается возрастание содержания воды (не гигроскопической) и газов: от 0,00—0,6% в обсидиане и до 3,5—6,0% в перлите. Одновременно в обсидиановой части потока с глубиной количество воды несколько увеличивается, примерно на десятые доли процента (Петров, Наседкин, 1961). Встречаются также разновидности вулканического стекла с неравномерным содержанием воды. Ранее отмечалось, что в пористой перлитовой массе местами сохраняются округлые обособления темно-серого обсидиана. Форма их в большинстве случаев овальная или линзовидная.

Плотное обсидиановое стекло обычно содержит 0,4—0,5%, пористая окружающая масса — 3,05% воды.

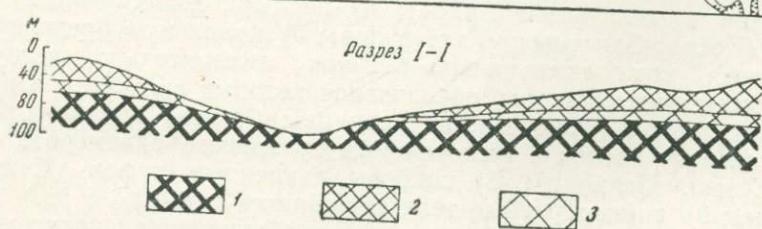
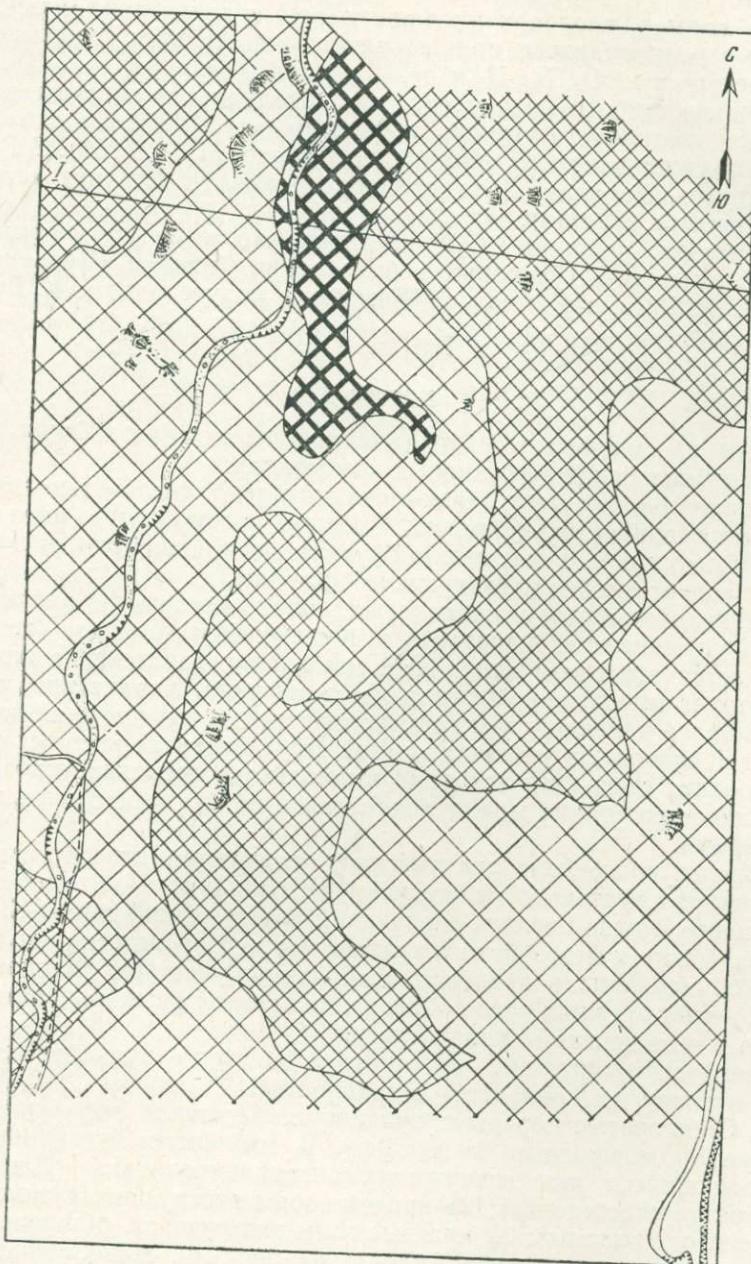
В лобовой части описываемого потока его верхняя часть сложена стекловатыми брекчиями. Последние состоят из обломков темно-серого и черного обсидиана, включенного в красновато-бурый стекловатый базис.

Стекловатые породы юго-западного склона вулканического массива Арагац (Армения)

Арагацкое месторождение находится в 96 км к западу от г. Ереван, в Талинском районе Армянской ССР. Разведочные работы проводились в 1958—1959 гг.

Окружающая местность представляет всхолмленное плато, на фоне которого выделяются горы Большая и Малая Артени, Малая Богутлу, Кабах-Тапа, Берглю. Местными геологами выделяется два комплекса эфузивов: дочетвертичный (условно олигоценовый) и четвертичный. Олигоценовый комплекс включает (снизу вверх): долеритовые базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липариты (включая стекловатые разновидности). Четвертичный комплекс состоит из дацитов и сваренных туфов ереван-ленинаканского типа, имеющих широкое площадное распространение.

Комплекс кислых эфузивов, замыкающий олигоценовый цикл вулканических проявлений, территориально тяготеет к Большой Артени, в районе которой предполагается наличие подводящего канала. Вулканические стекла, по всей вероятности, слагают краевую часть гигантской экструзии или группы экструзивов. Площадь, занимаемая стекловатыми породами, составляет более 20 км². На фиг. 18 приведена детальная геологическая карта небольшого участка западной части потока, отходящего от липаритового массива Большой Артени. Нижняя часть потока состоит из серого обсидиана (видимая мощность 20 м). Выше залегают светло-коричневые слабопористые перлиты (мощность 30—50 м) и еще выше расположено аналогичное по пористости (10—12%) беловато-серое вулканическое стекло также перлитового типа. Суммарная мощность вулканического стекла 150—170 м. Вертикальная зональность аналогична Фонтанскому месторождению (см. выше). Обсидиан содержит 0,2—0,4% воды, перлит — 3—3,5%. Распределение



Фиг. 18. Юго-западный участок Арагацкого месторождения перлита (по материалам К. М. Сагателяна и Б. В. Казаряна). На разрезе видна вертикальная зональность. Нижняя часть разреза сложена обсидианом, верхняя — перлитом.

1 — обсидиан; 2 — серый перлит; 3 — светло-коричневый и серый перлит

деление воды в пределах указанных зон сравнительно равномерное. Пористые разновидности стекла отличаются высоким содержанием газов, в частности CO_2 , N_2 , H_2 и др.

Довольно широко распространены обсидианы и перлита в северо-восточной части Зангезурского хребта (Вегуни, 1958) и в западной части Карабахского нагорья (Кашкай и Мамедов, 1956, 1961). В Грузии — это район оз. Паравани (Богдановский район) и Ахалцихская долина (окрестности с. Шурдо).

Из других районов СССР относительно крупные месторождения перлита имеются в Приморье, в бассейне р. Синанчи (Бурьянова, Фаворская, 1961), на Камчатке, Чукотском полуострове и в Восточном Забайкалье.

ВЫВОДЫ

Нами рассмотрены стекловатые породы в палеозойских, мезозойских и кайнозойских эфузивных комплексах.

В палеозойских эфузивах неизмененные стекловатые породы сохраняются сравнительно редко. Краткое рассмотрение ряда геологотектонических зон, в которых эфузивы весьма широко распространены, позволяет прийти к следующим выводам.

1. Оказалось, что в складчатых зонах, которые в данной работе только упоминаются, например, в Южных Мугоджахах, стекло легко замещается агрегатом вторичных минералов, парагенезис которых соответствует определенной фации метаморфизма. Характерно, что стекло всегда более изменено, чем кристаллическая порода того же комплекса. С другой стороны, в участках земной коры, развитие которых с момента образования стекол происходило в полуплатформенных условиях, стеклообразное состояние может сохраняться весьма длительное геологическое время.

Породы, слагающие эти участки, отличаются относительно слабой дислокированностью и отсутствием регионального метаморфизма. Из сказанного можно сделать следующий практический вывод. В областях палеозойского и мезозойского вулканизма месторождения перлита могут быть обнаружены в пределах стабильных участков (блоков) земной коры, не испытавших после образования стекол регионального метаморфизма и интенсивной складчатости.

Стекловатые породы, связанные с молодым вулканизмом (кайнозой), отличаются наилучшей сохранностью.

2. Стекловатые породы и вулканические стекла образуют тела различные по морфологии и генезису. В том числе: 1) крупные потоки, образовавшиеся при извержении центрального типа (Джрабер-Фонтанское месторождение); 2) краевые зоны экструзивов купольного типа (Рокосово, Архарлы); 3) краевые зоны экструзивов, образующихся при растекании купола (гора Ардов); 4) брекчии, выполняющие трубы взрыва (Косино-Запсоцкий экструзив); 5) купольную брекцию, образовавшуюся при «шелушении» стенок липаритовых экструзивов; 6) витрокластические туфы, образование которых связано с аэralьной транспортировкой (Рокосово, р. Визница); 7) зону спекания на контакте лавового потока с отложениями купольного агломерата и туфа (горы Хаеш, Пеликан); 8) покровы сваренных туфов (Семей-Тау, Архарлы); 9) дайкообразные тела трещинного типа.

3. Метаморфизм мезозойских и кайнозойских пород носит контактный характер. Зоны наиболее интенсивного гидротермального изменения четко приурочены к отдельным экструзивам и, очевидно, связаны с локальным магматическим очагом, расположенным под тем или иным поверхностью массивом (Закарпатье, Забайкалье).

Гидротермальный метаморфизм определяется комплексом весьма характерных вторичных минералов, в распределении которых имеется определенная зональность: цеолитовая зона сменяется зоной аргиллизации и далее силицифицированными породами.

4. Перлитовые тела палеозойского и мезозойского возраста характеризуются сравнительно равномерным распределением воды. Гомогенное вулканическое стекло, как правило, не содержит более 5—6% и менее 4—4,5% воды. Характер изменения содержания воды постепенный. Однако изредка в пределах отдельных участков того или иного экструзива можно встретить стекло с резкой неоднородностью в содержании воды (Мухор-Тала).

Для молодых вулканических стекол характерны неоднородность в содержании воды. Последняя определяется наличием вертикальной зональности (Джрабер-Фонтанское и Арагацкое месторождения) и присутствием так называемых обсидиан-перлитовых пар (Закарпатье, Армения).

Г л а в а 2

МИНЕРАЛЫ СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД

Для вулканических стекол кислого состава характерен сложный и обширный комплекс минералов. Во-первых, это минералы-вкрапленники, образующиеся в интрателлурическую стадию процесса, во-вторых,— микролиты и продукты девитрификации, в-третьих, сложный комплекс минеральных ассоциаций, формирование которых связано с процессами пост vulkанических изменений гидротермального характера.

Мы вправе говорить о минералах именно стекловатых пород, в отличие от их полнокристаллических аналогов, по следующим соображениям.

1. Наличие в породе стекловатого мезостазиса, высоковязкой жидкости, образование которой происходит в близповерхностных условиях, и интрателлурических вкрапленников, отражающих различные стадии глубинного процесса, дает возможность судить о ходе магматической кристаллизации. Действительно, если мы рассмотрим неравновесную ассоциацию — стекло+кристаллическая фаза интрателлурического типа,—то последняя группа может включать различные комбинации минералов в зависимости от стадии, на которой была прервана кристаллизация силикатного расплава. Закономерно поэтому, что в группе пород, пересыщенных SiO_2 , именно среди стекловатых разновидностей обнаружен целый ряд необычных, или «запрещенных» минералов-вкрапленников, в частности гранат и оливин.

2. Весьма своеобразный комплекс минералов, в том числе метастабильные кристобалит и тридимит, возникает в процессе кристаллизации самого стекла — расстекловывания.

3. В результате особенностей своего состояния вулканические стекла, по сравнению с другими породами, быстрей и легче подвергаются постгенетическим изменениям под действием тех или иных геологических процессов. Известны примеры, когда среди, казалось бы, совершенно неметаморфизованных осадочных толщ залегают апоэффузивы, первоначально стекловатая природа которых не вызывает сомнений. При замещении стекла образуются весьма своеобразные минеральные ассоциации, состоящие из цеолитов, глинистых минералов, опала и халцедона. Таким образом, вулканическое стекло является своего рода индикатором начинаящегося метаморфизма.

4. Литературные данные по процессам минералообразования в стекловатых породах далеко не полны. Многие минералы, описанные автором в этом разделе, являются для того или иного района новыми, а некоторые из них, насколько автору известно, в подобных геологических условиях вообще не отмечались. Хотя приводимый ниже материал не претендует на полноту и в отношении детальности описания того или иного минерала (не является равнозенным, по высказанным выше соображениям), возможно его выделение в виде отдельной главы.

При описании все минералы разделены на две группы. В первую

группу включены образования, связанные с процессами остывания и кристаллизации силикатного расплава: интрапеллурические вкрапленники, микролиты, продукты расстекловывания. Во второй группе объединены минералы гидротермального генезиса. Экзогенные минералы, образовавшиеся при выветривании витропород, нами не рассматриваются.

МИНЕРАЛЫ ЭФФУЗИВНО-МАГМАТИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА

Оливин. Вкрапленники оливина в кислых вулканических породах пока известны лишь в сравнительно немногих районах земного шара. В Исландии оливин обнаружен давно, в дацитах лавового потока Ратаскрита, а также в стекловатых краевых частях интрузивов Скэртер, Бондольфур и дайки Тингмули (Carmichael, 1960₁). Кроме Исландии, оливин описан в дайках о-ва Аппан (Tuttle, 1928; Carmichael, 1960₁). Следует указать также на находки оливина в гранофирах Северной Англии, в районе Скай (Anwag, 1955), и на ряд районов Закарпатья, где оливин описан в дацитах (Соболев и др., 1947). Оливиновый дацит также известен на Камчатке (Мархинин, 1957). Нами оливин установлен в некоторых разновидностях стекловатых пород Чукотского полуострова (табл. I, 1) и в нижней краевой части Герцоговского потока (Закарпатье).

В первом случае содержание оливина достигает 0,5—0,8% от общей массы породы, во-втором — он образует единичные выделения. По данным оптического определения ($Ng' = 1,833$; $Np' = 1,783$) оба оливина относятся к феррогортонолиту (28% Mg_2SiO_4 ; 72% Fe_2SiO_4). Обычно вкрапленники представлены сильно резорбированными зернами неправильной, реже округлой формы, размером от 0,2 до 0,6 мм. Многие из них замещаются зеленым хлоритом и бурым агрегатом типа иддингсита. Характерно, что оливины, обнаруженные в других районах, также отличаются высоким содержанием фаялитовой молекулы. Таким образом, присутствие в кислом эфузиве железистого оливина, вероятно, закономерно и отражает общую схему кристаллизации расплава.

Пироксен. Хотя среди эфузивов липаритово-дацитового состава минералы группы пироксена, по-видимому, не являются большой редкостью, лишь немногие работы посвящены их детальному описанию. Кроме районов, перечисленных выше при описании оливинсодержащих пород, насколько нам известно, пироксен описан в краевой части интрузии Селлатур (Исландия; Carmichael, 1960), в перлитах Мухор-Талы (Забайкалье; Мануйлова, Наседкин, Петров, Полинковская, 1961), в некоторых дацитах Закарпатья (Соколов, 1951) и в липаритах Джрабер-Фонтанского месторождения (Петров, 1961). Вкрапленники пироксена также присутствуют в кислых лавах и игнимбратах центральной части северо-восточного Хонсю (Tanida, 1961). Нами изучались пироксены экструзивных куполов Забайкалья (Кундунский, Мухор-Талинский), Восточного Казахстана (нижняя краевая часть дацитового потока Архарлы), пироксены в обсидианах Армении и в стекловатых породах центральной части Чукотского полуострова.

Среди изученных пироксенов встречаются все типы кристаллических образований, характерных для эфузивов: вкрапленники, микролиты и кристаллиты. Для вкрапленников характерна неправильная форма, края обычно сильно резорбированы. Реже встречаются зерна, сохранившие огранку (табл. I; 2, 3). Размер вкрапленников варьирует от 0,2 до 1,5 мм; содержание их в породе от 0,5 до 0,8% от общей массы. Микролиты пироксена встречаются значительно реже; Мухор-Тала (Забайкалье) и Джрабер-Фонтанское месторождение (Армения, обр. А-36) исчерпывают данный список. Для микролитов характерна правильная призматическая форма и слабо выраженная коррозия

Таблица 3

Оптические константы пироксенов

Номер образца	Месторождение	Порода	Ng'	Nm'	Np'	$Ng' - Np'$	$(+)^{2V}$	$c\ Ng'$	Абсорбция, цвет
431	Кундинский экструзив, Западное Забайкалье	Трахиандезитовая стекловатая порода .	1,745	—	1,712	0,033	40°	—	$Ng' > Np'$; зеленоватый, Np' — желтоватый
1582	Анделитово-дацитовый поток Архарлы, Южный Казахстан	Стекловатый анделитоидный дацит . . .	1,714	—	1,650	0,064	61	48°	Бесцветный
1701	Центральная часть Чукотского полуострова	Стекловатый дацит	1,773	—	1,743	0,030	85	—	$Ng' > Np'$; Ng' — красновато-бурый
1708	То же	То же	1,770	—	1,741	0,029	85	—	Np' — палевый
A-36	Джрабер-Фонтанское месторождение, Армения	Липаритовый обсидиан . . .	1,760	—	1,720	0,04	—	—	Слабый желтоватый оттенок

граней. Размер микролитов 0,5—10 μ . Кристаллиты имеют изогнутую саблевидную форму. Наблюдается их группировка в сферолитоподобные агрегаты. Для низших форм кристаллитов характерен нитевидный и

Таблица 4

Химический состав пироксенов (в вес. %)

Оксиды	431 *	1582 **	1701 **	1708 **
SiO_2	47,49	—	—	—
TiO_2	0,58	—	—	—
Al_2O_3	3,49	—	—	—
Fe_2O_3	3,04	—	—	—
Cr_2O_3	—	—	—	—
FeO	10,00	—	—	—
MnO	Не опр.	—	—	—
MgO	13,29	—	—	—
CaO	20,80	—	—	—
Na_2O } K_2O }	0,59	—	—	—
С у м м а	99,28		Вычисленный состав	
		Кристаллохимическая формула	$FeSiO_3$ —18%; $MgSiO_3$ —38%; $Ti_{0,08}Al_{0,15}Si_{0,8}O_6$	$CaMgSi_2O_6$ —72%; $CaFeSiO_6$ —28%; $CaSiO_3$ —44%;
				$CaMgSi_2O_6$ —77%; $CaFeSiO_6$ —23%

* Аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР.

** Состав пироксена вычислен по оптическим константам: для обр. 1582 — по Хессу (Hess, 1949), а для обр. 1701 и 1708 по А. И. Цветкову (1951).

игловидный габитус с многочисленными узелками вдоль его оси. Содержание пироксена в породе колеблется от 0,5 до 1,5%. Поперечный размер кристаллита не превышает десятой доли микрона. Оптические константы и состав изученных нами пироксенов приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 5

Химический состав пироксена (в вес. %) во вкрапленниках из пород различной основности

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	48,20	46,78	44,94	46,85	47,49	51,72	51,88	50,18	49,25	48,86	48,76	48,01	49,05	49,10	46,56	46,86
TiO ₂	0,48	3,96	4,38	4,50	0,58	0,62	0,57	0,36	0,49	0,54	0,47	0,91	0,48	0,63	0,60	0,57
Al ₂ O ₃	5,56	3,91	4,38	4,04	3,49	1,05	1,46	1,23	1,04	1,19	0,99	2,42	1,61	1,07	1,42	1,31
F ₂ O ₃	3,58	2,70	6,36	3,63	3,04	2,40	2,55	1,75	2,03	1,93	3,36	2,21	1,85	3,47	2,01	2,24
FeO	4,05	6,00	4,21	6,12	10,00	7,56	16,80	17,22	19,54	20,44	19,42	20,32	21,40	21,97	28,05	26,91
MnO	0,48	0,14	0,24	0,17	Не опр.	1,27	1,88	0,79	1,28	0,90	0,73	1,23	0,98	0,98	1,24	0,83
MgO	15,02	14,46	13,25	13,55	13,29	15,12	22,37	9,30	7,42	7,05	5,93	5,07	4,52	3,70	1,82	2,32
CaO	22,38	21,06	21,68	20,45	20,80	19,84	2,19	19,29	19,09	18,99	19,47	19,92	19,32	18,86	17,96	18,45
Na ₂ O	0,06	0,62	0,27	0,54	0,59	0,32	0,23	0,33	0,24	0,48	0,66	0,39	0,57	0,92	0,45	0,45
K ₂ O	0,24	0,20	0,25	0,05	0,59	0,06	0,08	0,07	0,05	0,06	0,11	0,04	0,14	0,11	0,14	0,14
С у м м а	99,75	99,83	99,96	99,90	99,28	99,96	100,01	100,52	100,43	100,44	99,90	100,53	99,92	100,51	100,25	100,08
<i>Ng</i>	—	1,719			1,745										1,765	1,764
<i>Nm</i>	—	1,706			—	1,697	—	1,705	1,724	1,724	1,726	1,727	1,726	1,732	1,740	1,742
<i>Np</i>	—	1,698			1,712	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,735	1,735
<i>2V</i>	(+)	55—60°			(+) 40	(+) 55	(-) 60	(+) 52	(+) 51	(+) 50	(+) 51	(+) 56	(+) 52	(+) 53	(+) 56	(+) 53
<i>cNg</i>		41—46°			43	—	42	43	41	41	—	42	—	47	—	47
А т о м н ы е к о л и ч е с т в а																
Fe ²⁺	63	83	58	85	139	106	234	239	1271	283	270	282	297	305	389	373
Fe ³⁺	46	34	80	46	42	30	32	22	24	24	42	28	24	40	26	28
Feобщ.	107	117	138	131	181	136	266	261	295	307	312	310	321	345	415	401
Mg	377	360	330	337	330	372	556	231	183	176	146	124	112	92	45	57
Mn	3	1	3	3	—	18	27	11	18	13	10	17	14	14	17	11
Fe × 100	22	24	29	28	35	27	32	53	61	63	68	71	74	78	90	87
Fe ²⁺ + Mg																
Fe ²⁺ × 100	58	71	42	64	78	78	87	91	91	92	86	90	92	85	93	93

1 — авгит из калиевого базальта (табл. 6, обр. 1). Веселовская, 1950; 2 — ферроавгит из базальта р. Мокрая Волноваха (табл. 6, обр. 2). Ормонт, 1956; 3 — ферроавгит из базальта р. Мокрая Волноваха (табл. 6, обр. 3). Ормонт, 1956; 4 — ферроавгит из базальта р. Мокрая Волноваха (табл. 6, обр. 4). Ормонт, 1956; 5 — авгит с повышенной железистостью из стекловатого андезитового дацита (табл. 6, обр. 5) краевой части Кундунского экструзива, Западное Зайбайкалье; 6 — авгит из вулканического стекла дацитового состава (табл. 6, обр. 6—7), р-н Сгер Эйг, Англия. Carmichael, 1960; 7 — гиперстен из того же образца, что и в предыдущем случае (табл. 6, обр. 6—7); 8 — ферроавгит из вулканического стекла (табл. 6, обр. 8), дайка Тумор, Англия. Carmichael, 1960; 9 — ферроавгит из стекловатой породы (табл. 6, обр. 9) красной зоны штока Селлатур, Восточная Исландия. Carmichael, 1960; 10 — ферроавгит из глаукалопарита (табл. 6, обр. 10) Бродик Скул, Арран, Tugrel, 1928; 11 — ферроавгит из дацитового перлита (табл. 6, обр. 11) краевой стекловатой дайки Тингмулы, Восточная Исландия. Carmichael, 1960; 12 — ферроавгит из стекловатого андезитового дацита (табл. 6, обр. 12) краевой части интрузива Скертур, Восточная Исландия. Carmichael, 1960; 13 — ферроавгит из стекловатой породы (табл. 6, обр. 13) краевой части интрузива Бондолфур, Восточная Исландия. Carmichael, 1960; 14 — ферроавгит из глаукалопарита (табл. 6, обр. 14) красной части потока Раутоскрипа, Восточная Исландия. Carmichael, 1960; 15 — ферроавгит из гранофира (табл. 6, обр. 15) района Скай, Шотландия. Anwar, 1955; 16 — ферроавгит из гранофира (табл. 6, обр. 16) того же района. Anwar, 1955.

Таблица 6

Химический состав (вес. %) и железистость пород (%), с которыми связаны изученные вкрапленники пироксена

Оксиды	1	2	3	4	5	6,7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	46,35	40,72	42,18	43,80	58,74	66,00	72,90	69,80	73,10	69,80	64,40	72,10	70,20	71,68	69,24
TiO ₂	0,54	8,44	8,97	7,21	0,41	0,71	0,22	0,29	0,19	0,34	0,69	0,25	0,24	0,38	0,50
Al ₂ O ₃	10,26	8,10	8,42	9,55	15,81	15,10	11,60	12,60	11,50	12,90	12,70	12,30	12,50	12,55	12,25
Fe ₂ O ₃	12,28	8,66	9,26	6,87	2,46	1,50	0,52	1,20	0,49	0,70	1,70	0,90	1,00	2,29	2,20
Cr ₂ O ₃	—	0,03	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	4,58	7,36	7,26	8,45	0,31	1,20	0,89	1,70	0,96	2,40	3,80	1,40	1,70	2,40	4,14
MnO	0,21	0,17	0,33	0,22	ZrO ₂ — 0,10	0,11	0,04	0,10	0,04	0,08	0,21	0,06	0,10	0,05	0,14
MgO	7,80	6,73	7,02	7,46	1,04	0,69	0,12	0,32	0,08	0,21	0,66	0,13	0,40	0,24	0,20
CaO	12,92	13,24	12,58	12,36	2,97	1,20	0,75	0,92	0,77	1,70	1,90	1,00	1,80	0,92	1,92
Na ₂ O	0,86	1,60	1,30	1,67	2,98	4,90	4,00	5,20	3,60	4,80	4,90	4,60	5,00	4,28	4,20
K ₂ O	2,71	1,80	1,93	1,25	3,56	6,20	4,40	3,20	4,40	3,10	3,70	3,80	2,00	4,37	4,27
P ₂ O ₅	—	0,26	—	0,23	0,14	0,41	0,02	0,04	0,02	0,07	0,11	0,02	0,02	0,03	0,23
V ₂ O ₅	—	0,12	0,11	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,48	0,40	0,30	0,38	3,65	0,40	0,50	0,30	0,60	3,40	4,60	0,20	0,70	0,25	0,23
H ₂ O ⁺	1,68	1,12	0,72	1,06	7,76	1,70	4,00	4,00	4,10	0,40	0,60	3,00	4,20	0,64	0,35
S	—	1,78	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,67	100,53	100,39	100,66	99,93	99,82	99,96	99,67	99,85	99,90	99,97	99,76	99,56	100,08	99,87
Атомные количества															
Fe ²⁺	64	103	102	118	4	17	24	24	12	33	53	19	12	33	57
Fe ³⁺	154	108	116	86	32	18	6	14	6	8	22	42	24	28	28
Fe _{общ}	218	211	218	304	36	35	30	38	18	41	75	31	36	61	85
Mg	194	166	174	186	25	17	3	7	3	5	17	3	3	5	5
Fe × 100	52	56	55,6	62	59	67	90	80	86	86	81	93	92	92	90
Fe + Mg															

1 — кали-базальт (Веселовская, 1950); 2—4 — базальт (Ормонт, 1956); 5 — андезитовый дацит; 6—7 — вулканическое стекло дацитового состава (Carmichael, 1960₁); 8 — вулканическое стекло (Carmichael, 1960₁); 9 — стекловатые породы (Carmichael, 1960₁); 10 — гиалолипарит (Tuttle, 1928); 11 — дацитовый перлит (Carmichael, 1960₁); 12 — стекловатый андезитовый дацит (Carmichael, 1960₁); 13 — стекловатая порода (Carmichael, 1960₁); 14 — гиалодакит (Carmichael, 1960₁); 15—16 — гранофир (Anwar, 1955).

Таблица 7

Оптические данные изученных амфиболов

Номер об-разца	Месторождение	Краткие геологические сведения	Порода	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	(—) 2V	<i>cNg</i>	Окраска в шлифе, плеохроизм, абсорбция
819	Район с. Герцовцы, Закарпатье	Нижняя краевая часть потока	Стекловатый липарит	—	1,720*	1,688	—	6*	<i>Ng</i> > <i>Nm</i> > <i>Np</i> <i>Ng</i> — оливково-зеленый <i>Nm</i> — зеленовато-коричневый <i>Np</i> — светло-желтый
1126	Село Рокосово, Закарпатье	Эндоконтактовая часть экструзивного купола	Липаритовый обсидиан	1,745	--	1,710	60°	0—5	<i>Nm</i> > <i>Ng</i> <i>Nm</i> — серовато-зеленый <i>Ng</i> — розовый
1710	Центральная часть Чукотского полуострова	Поток	Стекловатый дацит	1,76	—	1,728	65	5	<i>Nm</i> > <i>Ng</i> > <i>Np</i> <i>Nm</i> — оливково-зеленый <i>Ng</i> — бледно-буро-зеленый <i>Np</i> — желто-зеленый, иногда бесцветный
1126a	Село Рокосово, Закарпатье	Эндоконтактовая часть экструзивного купола	Липаритовый обсидиан	1,696	1,688	—	—	—	<i>Ng</i> > <i>Np</i> <i>Ng</i> — светло-коричневый <i>Np</i> — грязновато-желтый

* Разрез [001].

Из данных табл. 4 видно, что обр. 431, 1701 и 1708 характеризуются повышенным содержанием геденбергитовой молекулы или «гипотетического силиката Чермака» (CaFeSiO_6), по А. И. Цветкову (1951). Эти образцы содержат 23—28% CaFeSiO_6 , что, по данным А. И. Цветкова, соответствует 15—19% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и соответственно отвечает пониженному содержанию MgO в реальном пироксене. Судя по светопреломлению микролитов (обр. А-36), последние также отличаются повышенной железистостью. Пониженное содержание железа в обр. 1582, судя по светопреломлению, объясняется повышенной основностью самой породы. По всей вероятности, для кислых эфузивов, по сравнению с основными, характерна кристаллизация более железистых пироксенов. Для проверки высказанного предположения нами предпринята попытка выяснения зависимости состава пироксена от общей железистости

породы $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$, вычисленной в атомных процентах.

В табл. 5 приведены химические составы пироксенов из основных и кислых разновидностей эфузивов различных районов мира, общая железистость пироксенов в атомных процентах, а также соотношение окисного и закисного железа.

В табл. 6 помещены химические анализы пород, из которых отобраны соответствующие пироксены.

По данным табл. 5 и 6 составлен график зависимости железистости пироксенов от железистости породы и ее кислотности (фиг. 19). На оси

ординат отложены значения общей железистости пироксенов $\frac{\text{Fe} \times 100}{\text{Fe} + \text{Mg}}$, где $\text{Fe} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (в атомных процентах). На ось абсцисс соответственно нанесена общая железистость породы. Возрастание железистости в общем происходит параллельно с увеличением кислотности породы. К четырем анализам пироксенов из основных пород можно было бы присовокупить 20 анализов природных пироксенов, приведенных в работе М. М. Веселовской (1950). Эти пироксены, отобранные из основных эфузивов, также характеризуются низким значением железистости.

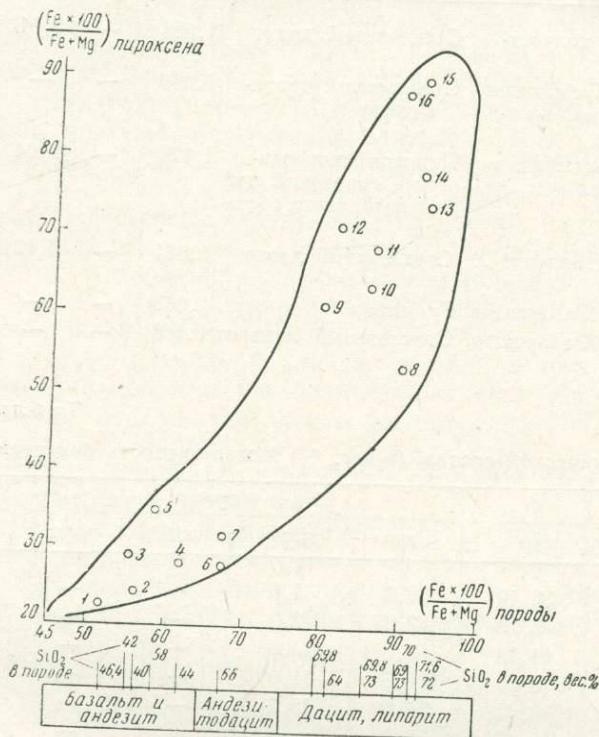
Рассмотрение графика показывает, что для пород липаритово-дацистого состава характерны существенно железистые пироксены типа ферроавгитов. С другой стороны, в основных породах присутствуют железисто-магнезиальные или существенно-магнезиальные разновидности моноклинного пироксена. На основании последнего факта М. М. Веселовская (1950), изучившая пироксены главным образом основных пород, сделала неправильный вывод, ограничив состав моноклинных пироксенов эфузивных пород вообще пределами в содержании окислов (SiO_2 — 48—51%, MgO — 14—15,5%, CaO — 20—22%, Al_2O_3 — 3—5% и $\text{Fe}_{\text{общ}}$ — 7—13%) и указав, что в эфузивах не могут присутствовать железистые пироксены. Из графика также видно, что с увеличением кислотности породы в пироксенах возрастает роль закисного железа (FeO). Надо полагать, что Fe^{2+} изоморфно замещает Mg^{2+} , который имеет шестерную координацию. Отмеченная выше закономерность позволяет сделать весьма важные генетические выводы в отношении условий кристаллизации кислых магм, в частности при установлении парагенетических ассоциаций минералов-вкрапленников в эфузивах кислого состава.

Амфибол. В породах описываемой группы амфиболы являются довольно обычными минералами.

Месторождения амфибол содержащих стекол, обнаруженных в процессе полевых работ, и их главные оптические константы приведены в табл. 7. Характерно, что амфиболы определяют исключительно интра-

тектонический тип кристаллизации. Размер вкрапленников варьирует от 0,02 до 1,5 мм; содержание их от 1 до 5% от общей массы породы.

Судя по светопреломлению (Ng' , Np'), cNg и двупреломлению, большая часть изученных амфиболов попадает в группу базальтической роговой обманки (обр. 819, 1126, 1710). Содержание железистой



Фиг. 19. Изменение состава вкрапленников пироксена при уменьшении основности породы от базальта к липариту. Зависимость железистости пироксенов от железистости породы.

составляющей варьирует от 30 до 70%. Обыкновенная роговая обманка, определенная в одном из образцов (1126а), содержит около 45—50% железистого компонента.

Биотит, наиболее обычный фемический минерал интрузивных пород, в стекловатых разностях аналогичного состава встречается значительно реже. Среди изученных витропород биотит присутствует в дакитах и андезитоидных дакитах центральной Чукотки, в трахиандезитах Западного Забайкалья (Кундунский экструзив), в «витрофирах» Восточного Казахстана (Семей-Тау) и в Закарпатье (Рокосово, Герцовцы).

Биотит образует вкрапленники, а также кристаллизуется вблизи пустот в флюидальных тонкополосчатых разновидностях липарита. Биотит микролитового типа в значительном количестве встречен только в гранофирах верхней зоны герцовского потока (Закарпатье) и в некоторых разновидностях липаритов Семей-Тау. Отдельные редкие микролиты биотита наблюдались в перлитах Мухор-Талы (Западное Забайкалье).

Вкрапленники биотита составляют 2—12% от всей массы породы. Размер варьирует от 0,1 до 8 мм. Толщина составляет 0,01—1,5 мм.

Таблица 8

Оптические константы биотитов

Номер образца	Месторождение	Порода	Ng	Nm	Np	$\frac{Ng}{Np}$	(—)2V
1710	Чукотский полуостров	Стекловатый дацит	1,686	—	1,612	0,074	23°
431	Западное Забайкалье, Кундунский экспрессив	Стекловатый трахиандезит	1,666	—	—	—	20
1593	Участок Алтыбай, Казахстан	Девитрифицированный сваренный туф липаритового состава	1,720	—	1,640	0,086	32—33
1701	Чукотский полуостров	Стекловатый дацит	1,674	—	1,621	0,054	15—17
1137a	Рокосово, Закарпатье	Гранофибр	1,669	—	—	—	—
1382	Герцовцы, Закарпатье	Стекловатый липарит	1,668	—	—	—	—

Таблица 9

Химический состав (в вес. %) и железистость биотитов

Окислы	Номер образцов					
	431*	1710**	1593**	1137a	1382	1701
SiO_2	36,46	36,0	34,0	—	—	—
TiO_2	3,48	2,0	2,0	—	—	—
Al_2O_3	14,53	12,0	14,0	—	—	—
Fe_2O_3	8,90	16,0	21,0	—	—	—
FeO	8,62	14,0	15,2	—	—	—
MgO	15,47	8,0	—	—	—	—
CaO	2,05	—	—	—	—	—
MnO	—	0,8	0,8	—	—	—
K_2O	8,39	8,0	8,0	—	—	—
Na_2O	—	1,0	1,0	—	—	—
H_2O^+	1,45	3,0	4,5	—	—	—
—F=O	0,58	—	—	—	—	—
Сумма	99,63	100,8	100,5	—	—	—

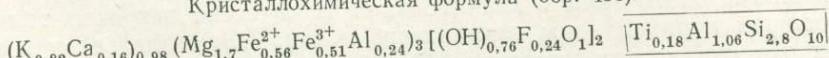
Атомные количества

	Fe ²⁺	120	195	212	—	—	—
	Fe ³⁺	112	200	262	—	—	—
	Mg	384	198	—	—	—	—

Железистость слюды $\frac{Fe}{Fe+Mg}$

37	67	100	96***	72***	76***
----	----	-----	-------	-------	-------

Кристаллохимическая формула (обр. 431)



* Аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР.

** Пересчет на основании оптических данных по И. А. Островскому и В. П. Петрову (1940).

*** Определена по диаграмме В. С. Соболева (1960).

Правильные гексагональные пластинки биотита (толщина ~0,01 м.м.) отмечаются в Чукотском даците (обр. 1710). Скопления биотита вблизи и внутри пустот и в основной массе гранофирового строения (микролиты) характеризуют другой тип кристаллизации. Форма биотитового агрегата обычно зависит от формы самой пустотки (табл. I, 4). В тех случаях, когда пустотка окружена каемкой гранофира, биотит образует листы и отдельные чешуйки между кварцево-полевошпатовыми агрегатами, размером от 0,01—0,06 м.м. Аналогичные рассеянные чешуйки характерны для гранофиров с. Герцовцы (Закарпатье), а также для девитрифицированных пород из верхних частей потока сваренного туфа Семей-Тау, участок Алтыбай. Оптические свойства и химический состав типичных биотитов приведены в табл. 8 и 9.

Образцы 431, 1382, 1701 и 1710 характеризуют вкрапленники интрапеллурического типа, а обр. 1137а и 1593 кристаллизацию другого порядка. Приуроченность к центральным частям пустот и к межсферолитовым участкам основной массы гранофиров свидетельствует о том, что эти биотиты кристаллизовались в конечную стадию застывания лавы, в условиях становления эфузивного потока. Для первой группы общая железистость составляет 37—76%, для второй — варьирует от 96 до 100%. Крайний член последней группы (обр. 1593) обладает несколько необычными оптическими свойствами. Однако биотиты подобного типа описывались и ранее в эфузивах дацитового и андезитово-дацитового составов.

Плагиоклаз относится к наиболее обычным минералам, встречающимся в стекловатых породах.

В табл. 10 приведены данные о составе плагиоклазов из всех главных разновидностей стекловатых пород разных месторождений Советского Союза. Содержание аортитовой молекулы варьирует от 12 до 43%. Преобладающим распространением пользуются двойники по альбитовому $\left[\frac{\perp (010)}{(010)} \right]$, карлсбадскому $\left[\frac{[001]}{(100)} \right]$ и альбитово-карлсбадскому $\left\{ \frac{\perp [001]}{(010)} \right\}$ законам. Микролиты плагиоклаза в основной массе породы, как ранее указывалось, встречаются гораздо реже. Для вкрапленников характерно зональное строение. В некоторых случаях наблюдается 10—15 зон. Размер вкрапленников 0,5—1,5 м.м.

Состав вкрапленников варьирует от альбит-олигоклаза (Ap_{10-12}) до андезина (Ap_{40}). Номера плагиоклазов, представленных на табл. 10, соответствуют центральным частям зерен. В обр. 8 и 1588 определены оптические константы, характерные для высокотемпературных плагиоклазов (упорядоченность равна нулю). Обр. 8 взят из пород третичного возраста, в то время как обр. 1588 относится к палеозою. Таким образом, структурные изменения под влиянием времени отсутствуют.

Микролиты плагиоклаза встречаются значительно реже. Длина микролитов 0,001—0,007 м.м. Чаще всего микролиты имеют таблитчатую форму. Весьма характерна также несовершенная форма кристаллизации: четковидная, игловидная и пр.

Судя по показателю преломления ($N_{ср} = 1,544$), для четковидных зерен характерен олигоклазовый состав.

Кали-натриевый полевой шпат. В стекловатых и девитрифицированных породах обычно присутствуют два типа кали-натриевых полевых шпатов: минералы вкрапленников и основной массы. Вкрапленники встречаются довольно редко. По литературным данным существенно натриевые санидины ($Or_{52}Ap_{48}$) отмечены в сваренных туфах и риолитах Иеллоустонского Парка (Boyd, 1961) и в вулканических стеклах о-ва Аппан и Исландии (Carmichael, 1960₁). В комплексе изученных эфузивов кали-натриевый полевой шпат обнаружен

Таблица 10

Оптическая характеристика плагиоклазов

только в сваренных туфах гор Семей-Тау, Архарлы и Ташкесен. Размер вкрапленников 0,4—3 мм. Части двойники по карлсбадскому и манебахскому законам.

Таблица 11

Оптические свойства и состав вкрапленников

Номер об-разца	Месторождение	Порода	Nm	(—)2V	Состав, %
1588	Семей-Тау	Стекловатый сваренный туф липаритового состава	$1,529 \pm 0,003$	45°	$\text{Or}_{34}\text{Al}_{66}$
1511	Архарлы, Западный участок	Стекловатый сваренный туф дацитового состава	$1,527 \pm 0,003$	—	$\text{Or}_{55}\text{Ab}_{45}$
1592	Семей-Тау, участок Алтыбай	Сваренный туф липаритового состава	$1,523 \pm 0,003$	—	$\text{Or}_{92}\text{Ab}_8$

Содержание в кристаллах альбитовой молекулы различно (табл. 11), что, очевидно, зависит от условий кристаллизации, так как составы пород идентичны.

Полевой шпат Семей-Тау (обр. 1588) относится к типу криптоперитов. В отдельных индивидах заметно, что он состоит из двух фаз. Одна из них имеет характер тончайших параллельных струек или неправильных участков шахматного типа.

В основной массе породы встречаются два морфологических типа кристаллизации кали-натриевого полевого шпата: 1) сферолитовые и волокнистые образования; 2) отдельные пластинки и пластинчатые агрегаты на стенках пустот.

Второй тип кристаллизации не является особым этапом, а составляет продолжение первого и отражает местную дифференциацию вещества в отдельных участках кристаллизующейся лавы, обогащенной летучим компонентом. Во всех случаях, кроме минералообразования в пустотах, кали-натриевый полевой шпат встречается в тесной ассоциации с одной из модификаций SiO_2 — тридимитом, кристобалитом или кварцем. Агрегат одного из этих минералов образует с полевым шпатом различные морфологические типы срастаний: отдельные каплеобразные сферолиты, агрегаты и цепочки сферолитов (табл. I, 5—6), аксониты, гребенчатые образования, отдельные опахалообразные волокна, структуры гранофирового и фельзитового типа и пр. Размер отдельных индивидов полевого шпата колеблется от 0,002 до 0,1 мм. Агрегаты сферолитового строения достигают 10—15 см. Интересно, что в одном образце может присутствовать до трех генераций сферолитовых образований. Волокна полевого шпата в агрегатах, как правило, имеют отрицательное удлинение и концентрически зональное погасание. Полевой шпат, нарастающий на стенках пустот, которые обычно расположены в промежутках между участками (полосами) сферолитового строения, образует в сечении таблички размером 0,002—0,01 мм. Во многих случаях кристаллики составляют естественное продолжение волокон. Оптические свойства изученных кали-натриевых полевых шпатов основной массы приведены в табл. 12. Ввиду отсутствия замеров 2V (малый размер зерен) определение номера полевого шпата проводилось по данным светопреломления (Tuttle, 1952).

Щелочные полевые шпаты мезостазиса во всех случаях (табл. 12) относятся к типу кали-натриевых образований. Содержание ортоклазовой составляющей варьирует от 38 до 94 %.

Таблица 12

Оптические свойства и состав кали-натриевых полевых шпатов основной массы

Номер образца	Месторождение	Тип кристаллизации	Ng'	Nm'	Np'	Состав, %
Западное Забайкалье						
210	Мухор-Талинский экструдиз	Сферолитовый	1,533*	—	1,526	$Or_{38}Ab_{62}$
308	Барун-Аршанский купол	В пустотке	—	1,527	—	$Or_{55}Ab_{45}$
310	То же	Гранофировое срастание	1,533	—	1,526	$Or_{38}Ab_{62}$
352	I Аршанский экструдиз	В пустотке	—	1,527	—	$Or_{55}Ab_{45}$
392	II Аршанский экструдиз	То же	1,530	—	1,523	$Or_{55}Ab_{45}$
512a	Закульгинское	Сферолитовый	1,528	—	1,520	$Or_{66}Ab_{34}$
512б	То же	В пустотке	1,523	—	1,518	$Or_{94}Ab_6$
Закарпатье						
208б	Гора Шарок	В пустотке (участок гранофирового строения)	—	1,527	—	$Or_{55}Ab_{45}$
341a	Гора Пеликан	Сферолитовый	$Ncp = 1,520$		$Or_{83}Ab_{17}$	

* Точность измерения Ng , Nm и $Np \pm 0,003$.

Интересно изменение состава полевого шпата, которое наблюдается при переходе от мезостазиса породы к кристаллическим образованиям пустот. Образцы с 210 по 512б (табл. 12) характеризуют два типа кристаллизации: сферолитовый и кристаллизацию в пустотах. Сравнение указанных образцов вполне возможно, так как они или характеризуют группу пород одинакового состава весьма близких территориально и по условиям образования, или находятся в одном шлифе. В связи с этим можно говорить об изменении состава полевых шпатов при кристаллизации. Более поздние полевые шпаты (кристаллизация в пустотах — обр. 308, 352, 392, 512б) содержат больше ортоклазовой составляющей, чем соответствующие сферолитовые образования мезостазиса.

Кварц. Хотя в стекловатых породах кварц является довольно обычным минералом, встречен он далеко не во всех разновидностях. В частности, он совершенно отсутствует в большинстве изученных перлитов Закарпатья, Забайкалья и Армении. Обычно он представляет два типа кристаллизации: с одной стороны, — это вкрапленники, с другой — кварц участвует в строении основной массы фельзитового и гранофицирового характера.

Вкрапленники представлены зернами округлой, неправильной и угловатой формы, часты квадратные и прямоугольные сечения. Во многих случаях кварц слабо двусочный, $(+)^2V$ составляет $2-5^\circ$. Размер вкрапленников 0,2—2 мм. Весьма характерны скелетные формы. Гранофицировые и фельзитовые структуры с участием кварца часто окаймляют пустоты, выполненные тридимитом или кристобалитом, или ранее образованные вкрапленники. Очень вероятно, что в большинстве древних фельзитов кварц образуется в результате параморфного замещения кристобалита и тридимита.

Магнетит также встречен почти во всех типах стекловатых пород. Обычно он образует несколько генераций. В стекле Мухор-Талинского месторождения (Забайкалье) отмечается магнетит трех генераций. Магнетит I образует включения ($\leq 0,002$ мм) в кристаллических пироксена, магнетит II — в виде тончайших зерен и пыли фиксирует флюидальность стекла, а магнетит III замещает стекло по более позд-

ним трещинам. Замещение, по всей вероятности, имеет характер опацита.

Циркон образует отдельные зерна почти во всех типах стекловатых пород. Размер зерен 0,008—0,01 мм.

Кристобалит является одним из наиболее обычных минералов не только природных, но и других типов стекол, содержащих в значительном количестве SiO_2 . Причем, образование кристобалита в стекле в какой-то степени, очевидно, нужно связывать с кристаллохимическими особенностями стеклообразного состояния вообще. Наиболее значительные работы о кристобалите, как минерале эфузивных пород, принадлежат Д. С. Белянкину и В. П. Петрову (1936, 1949). Указанные авторы на примере Кавказа и Закавказья убедительно показали, что кристобалит — сравнительно обычный минерал многих молодых эфузивов андезитово-дацитового состава. Нами с различной степенью детальности изучены кристобалиты в кислых эфузивах следующих районов: Закарпатья, Забайкалья и частично Закавказья. Материалы, имеющиеся в нашем распоряжении, позволяют говорить об образовании кристобалита в различных условиях: 1) при остывании хрупкого сухого стекла обсидианоподобного типа; 2) путем кристаллизации вулканического стекла, в условиях повышенной концентрации летучих; 3) в результате отложения на стенках пустот из газовой или гидротермальной фазы, выделяющейся при остывании самой лавы; 4) при вторичной гидротермальной переработке уже полностью затвердевшей и остывшей стекловатой породы.

1. Возможность образования кристобалита в сухом стекле доказана нами экспериментально. Сухое стекло было получено в результате плавления тонкополосчатого фельзита липаритово-дацитового состава (центральный неккаподобный выступ Мухор-Талинского месторождения). При температуре 1580° через 3,5 часа при атмосферном давлении фельзит полностью расплавился и превратился в стеклоподобную пластичную массу. Вылитое из тигля стекло сразу же застыло в виде светло-серого прозрачного в тонких сколах «обсидиана» ($N=1,484$), содержащего редкие круглые поры. Оказалось, что содержание кристобалита в стекле достигает 8—10%. Стекло, прилегающее к порам, совершенно свободно от кристаллизации. Кристобалит или хаотически рассеян в стекловатой массе, или локализуется вдоль трещинок, возникших в стекле при остывании (табл. II, 1). Два образца были выдержаны в печи при 800 и 1050° в течение двух часов. Повторное прокаливание не вызвало дополнительной кристаллизации стекла. Если учесть, что порообразование в стекле происходило в интервале 1500—1580°, то отсутствие кристобалита в участках, прилегающих к порам, свидетельствует, что последний образовался при температуре ниже 1500° и выше 1050°. В пользу указанного предположения свидетельствует также кристобалитизация стекла вдоль отчетливо более поздних трещин. Скорее всего кристаллизация кристобалита происходила в метастабильных условиях в интервале 1300—1400°. Возможность кристаллизации подобного рода установлена Д. С. Белянкиным и Н. Г. Казнаковой (1934) в динасовых кирпичах. Полученный нами кристобалит образует характерные агрегаты размером 0,2—2 мм. Каждый агрегат состоит из плотно прилегающих друг к другу образований грубо сферической формы. Скопление сфероидов и полусфер напоминает черепичную кладку. Каждый отдельный сфероид почти изотропен (табл. 13). Однако при сильном дополнительном освещении отчетливо видно, что он распадается на серию последовательно угасающих пластинок. Подобная агрегация, очевидно, связана с наличием субмикроскопических двойников. Следует отметить, что кристобалит подобного типа был получен Грейгом (Greig, 1927) при кристаллизации существенно

кислого силикатного стекла. Полученный минерал Грэйг относил к не-превращенному α -кристобалиту ($N=1,487-1,492$).

Температура кристаллизации полученного нами кристобалита гораздо выше температуры природного расплава. Однако, если учитывать, что экспериментально кристобалит был получен в самых различных температурных условиях (1000—1350°; Синельников, 1956) и что длительность процесса охлаждения стекла в природе по крайней мере

Таблица 13

Оптические свойства кристобалита

Номер образца	Тип кристаллизации, месторождение	N
Э-1	Искусственный кристобалит	1,484*
401	Тонкозернистый кристобалит основной массы горы Пеликан	1,484
1162	Кристобалит в промежутках между порами, стекловатая порода, Рокосово	1,485—1,486
1162a	Кристобалит в пустотах, стекловатый липарит, Рокосово	$Ng'=1,487$ $Ng'=1,485$ $N_{sp}=1,486$
395a	Кристобалит в пустотах, стекловатая порода, гора Пеликан	Слабо двуосный

* Точность измерения показателя преломления $\pm 0,002$.

в 10^6 раз больше, чем в процессе данного эксперимента, то можно допустить, что «сухие стекла» в природных условиях кристаллизуются с образованием кристобалита. В стекловатых породах кристобалит часто образует тонкое прорастание с кали-натриевым полевым шпатом, участвуя в строении основной массы породы (табл. II, 2). Кристаллизация стекла в этом случае, очевидно, происходит при относительно невысоком содержании летучих. Количество последних зависит от давления вышележащей части потока и обычно не превышает десятых долей процента.

2. В ряде случаев содержание кристобалита увеличивается пропорционально увеличению пористости породы. В некоторых типах стекловатых пород (Рокосово, Чепка) пространство между порами (перемычки) состоит из агрегата кристобалита и может достигать 35—40% (обр. 1162, табл. 13). Он образует сравнительно крупные, хорошо индивидуализированные агрегаты. Размер зерен варьирует от 0,02 до 0,06 мм. Существенно кристобалитовые породы обладают характерным пятнистым обликом (табл. II, 3). Оптические свойства данного охарактеризованного типа приведены в табл. 13.

3. Кристобалит нарастает на стенках пустот (стекловатые породы Закарпатья и Закавказья). Размер выделений его 0,04—0,5 мм; двупреломление отчетливое (табл. II, 4). Между вторым и третьим типом кристаллизации существуют постепенные переходы.

Табл. 13 свидетельствует о наличии двух модификаций кристобалита. Первая оптически изотропна или почти изотропна (обр. Э-1 и 401), в то время как вторая отличается слабым двупреломлением и несколько более высоким показателем преломления. В первом случае кристобалит образовался без или при незначительном участии летучей фазы, во втором — о ее присутствии можно судить совершенно отчетливо.

Образование кристобалита, вероятно, может происходить в широком интервале температур. Таким образом, вышеприведенный матери-

ал подтверждает возможность кристаллизации кристобалита в метастабильных условиях.

4. Кристобалит, образование которого связано со сравнительно низкотемпературным гидротермальным процессом, ранее описывался также в гидротермально-измененных стеклах следующих районов: Иеллоустонского Парка (Fenner, 1936), в монтмориллонитовых породах Асканы (Белянкин, Петров, 1949) и в опалолитах Камчатки (Набоко, 1959). Нами установлено наличие кристобалита в гидротермально-измененном стекле Мухор-Талы. Кристобалит ассоциирует с адуляром. Он образует зерна неправильной формы размером 0,01—0,02 мм и меньше. Показатель преломления — 1,482—1,484. Содержание кристобалита нередко достигает 10—18%.

Тридимит присутствует почти во всех риолитовых разновидностях вулканических пород Закарпатья, а также в некоторых типах стекловатых пород Западного Забайкалья (Мухор-Тала). Так же как и кристобалит он замещает первично стекловатую основную массу породы, выполняет пустоты и трещинки. Однако в отличие от кристобалита, первый тип кристаллизации встречается сравнительно редко. Чаще всего тридимит нарастает на стенках пустот (табл. II, 5, 6), образуя агрегаты клиновидных двойников и секторально угасающих изометрических пластинок. Размер отдельных кристаллов варьирует от 0,01 до 0,1 мм. Тридимит из флюидального полустекловатого липарита (гора Пеликан, Закарпатье; обр. 395а) характеризуется следующими оптическими константами $[Ng' = 1,480; Np' = 1,476; Ng - Np = 0,004; (+)2V = 63^\circ]$.

Для перлитов Забайкалья (Мухор-Тала), в отличие от Закарпатского стекла, характерно образование тридимита за счет стекловатого базиса.

Замещение вулканического стекла агрегатом кали-натриевого полевого шпата и тридимита происходит в нижнем горизонте стекловатой зоны Мухор-Талинского экструзива (см. выше). Тридимит образует тончайшие пластинки среди волокон полевого шпата. Размер пластинок определяется десятыми долями микрона. Они создают общий слабо преломляющий фон, на котором выделяются волокнистые агрегаты аортоклаза. О тридимитовой природе минерала, присутствующего в интерстициях между волокнами, можно судить по рентгенометрическим данным (табл. 14). В описываемом случае кали-натриевый полевой шпат ($Og_{38}Ab_{62}$, табл. 12) и тридимит образуют отдельные сферолиты и сферолитовые агрегаты в зоне расстекловывания. Возможно, тридимит этого типа образовался в результате замещения кристобалита. Заметим, кстати, что большинство сферолитов других районов также характеризуется сложным строением.

Параметры кварца по тридимиту и кристобалиту. Параметры превращения тридимита и кристобалита отмечены в ряде районов, в частности в эфузивах Грузии (Белянкин, Петров, 1945), липаритовом потоке Бенс, Колорадо (Moehlman, 1935), и в ряде других мест. Аналогичные образования наблюдались нами в некоторых гиалолипаритах Закарпатья (горы Пеликан, Запсонь), в Забайкалье (Мухор-Тала) и Казахстане (Архарлы). При параметризме обычно полностью сохраняется габитус первичного минерала: в результате замещения тридимита сохраняются клиновидные и пластинчатые кристаллы при замещении кристобалита — розеткоподобные агрегаты. На табл. III, 1 показано строение пустотки, стенки которой покрыты кристаллами тридимита. Некоторые тридимиты полностью превратились в кварц, другие частично, третьи сохранились в неизмененном состоянии. Очередность в данном случае, вероятно, зависит от особенностей структуры первичного минерала.

Таблица 14

Рентгенометрическая характеристика тридимита сферолитового вещества
Fe-излучение; $2R=57,3 \text{ мм}$; $d=0,6 \text{ мм}$

Номер линии	Мухор-Тала, Западное Забайкалье				Эталон	
	обр. 304а		Обр. 304б		(Михеев, 1957)	
	I	d_{α}/n	I	d_{α}/n	I	d_{α}/n
1	7	9,21	3	9,32	—	—
2	2	7,21	—	—	—	—
3	3	6,38	2	6,54	—	—
4	7	4,47	5	4,48	10	4,39
5	2	4,20	—	—	—	—
6	10	4,04	10	4,04	10	4,08
7	6	3,71	4	3,77	9	3,73
8	6	3,53	3	3,55	—	—
9	4	3,32	2	3,44	2	3,43
10	10	3,48	9	3,24	5	3,23
11	2	2,98	2	2,97	5	2,96
12	4	2,87	2	2,90	2	2,80
13	3	2,75	2	2,77	2	2,77
14			1	2,64	—	—
15	7	2,49	7	2,48	7	2,49
16	2	2,38	2	2,37	5	2,30
17	1	2,28	4	2,47	—	—
18	5	2,45	3	2,43	2	2,41
19	4дв	2,41				
20	4	2,01	4	2,04	2	2,08
21	2	1,922	—	—	5	1,95
22	4	1,875	—	—	2	1,88
23	1	1,827	1	1,838	—	—
24	6	1,778	6	1,783	2	1,77
25	2	1,669	2	1,707	7	1,69
26	4	1,614	5	1,622	5	1,62
27	4	1,542	4	1,562	5	1,591
28	4	1,483	4	1,497	—	—
29	3	1,437	3	1,437	5	1,432
30	5	1,374	—	—	—	—
31	5	1,348	—	—	—	—
32	4	1,318	—	—	—	—
33	2	1,287	—	—	—	—
34	3	1,260	—	—	—	—
35	1	1,224	—	—	—	—
36	1	1,150	—	—	—	—
	1	1,103	—	—	—	—

Следует подчеркнуть одну деталь. Фазовое превращение захватывает не сразу весь кристалл, а вначале отдельный участок или блок кристалла. Подобный блок кварца можно наблюдать как в центральной части зерна тридимита, так и вблизи его ребра. К первому блоку присоединяется второй, третий и т. д., пока все зерно не превратится в кварц. В результате можно встретить параморфозу кварца по тридимиту, имеющую характерное блоковое строение (табл. III, 2). Указанная особенность фазового превращения объясняет некоторые детали строения сферолитов, древних вулканических комплексов, состоящих

из щелочного полевого шпата и кварца. Мы уже указывали, что большинство сферолитов кислых пород имеет сложное строение. Обычно наблюдается тонкое прорастание кали-натриевого полевого шпата и кристобалита или реже тридимита.

Однако в некоторых древних лавовых породах присутствуют сферолиты блокового строения. Характерно, что блоковая структура является вторичной по отношению к первичной волокнистой структуре агрегата (табл. III, 3).

Мозаичное (блоковое) строение сферолита, очевидно, результат параморфного превращения метастабильной модификации SiO_2 в кварц. При этом происходит как бы перекристаллизация сферолита. В нем возникают аналогичные блоки овальной или неправильной формы (размер 0,01—0,1 мм). В конечном счете первичная форма сферолита сохраняется, но он приобретает отчетливое мозаичное строение. Только указанным процессом можно объяснить «замещение сферокристалла фельзитом», отмеченное И. М. Воловиковой (1955) в порфирах верхнепалеозойского эфузивного комплекса Чаткальского и Кураминского хребтов. Аналогичное явление мы наблюдали в Южном Казахстане в стекловатых породах пермского возраста (месторождения Архарлы, Карабач). Изучение фазовых превращений описанного типа в разновозрастных эфузивных комплексах позволяет констатировать следующие факты. В молодых эфузивах (Kz) преобладают высокотемпературные модификации SiO_2 . Параморфные превращения носят эпизодический характер, причем изменения начинаются в мономинеральных агрегатах, отложенных по стенкам пустот или в прожилках.

В более древних образованиях (перлиты Мухор-Талы) все высокотемпературные минералы SiO_2 , выполняющие пустоты, полностью замещены кварцем (табл. III, 4). Однако, тридимит сохраняется в интерстициях между волокнами полевого шпата в подавляющем большинстве сферолитов. В палеозойских стекловатых породах метастабильные формы SiO_2 практически отсутствуют. Характерно, что фазовое превращение происходит главным образом под влиянием времени, низкотемпературный гидротермальный метаморфизм сам по себе не может вызвать этого явления. Например, мы наблюдали неизмененные агрегаты тридимита в мономинеральной халцедоновой или опалово-алунитовой породе (Восточный липаритовый массив, Закарпатье).

МИНЕРАЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА

В описываемую группу включен своеобразный комплекс минералов, образующихся при гидротермальном изменении стекла и его метаморфизме. Описание приводится в следующем порядке: адуляр, цеолиты, глинистые минералы, опал, халцедон, люссатит, алунит и ряд других второстепенных образований.

Адуляр. Кали-натриевый полевой шпат гидротермального генезиса неоднократно описывался в различных районах мира. В разбираемом случае появление адуляра связано с гидротермальным изменением (метаморфизмом) эфузивов риолитового состава. Образование адуляра при изменении стекловатых пород под действием современных горячих источников впервые описано Феннером (Fenner, 1936). Аналогичные изменения в эфузивах кислого состава впоследствии отмечались рядом авторов (Steiner, 1953; Соболев и Фишкен, 1953; Набоко, 1961) соответственно в Новой Зеландии (район Вайракей), в Закарпатье (Береговское холмогорье) и на Камчатке (район Паужетки).

Петрографическое изучение зон гидротермального изменения стекловатых пород показало довольно частое присутствие в них данного

минерала. Для большинства описываемых нами районов адуляр является новым минеральным видом. Он встречен в измененных эфузивах Западного Забайкалья (Мухор-Тала), «трассах» Кара-Дага (Крым) и в Южном Казахстане (Архарлы). Пространственно вторичный ортоклаз обычно локализуется в нижних горизонтах зоны гидротермального изменения и в центральных частях (в плане) разломов, наиболее часто ассоциируя с тонкочешуйчатым вторичным кристобалитом. Адуляр замещает основную массу породы, образуя тонко- и мелкозернистые агрегаты (табл. IV, 1). Размер зерен 0,01—0,1 мм. Весьма характерны выделения ромбовидной формы (табл. IV, 2).

Все адуляры по составу относятся к ортоклазу. Аналогичные данные также получены Феннером (Fenner, 1936) и М. Ю. Фишкиным (1958).

Пониженное значение светопреломления в направлении Np' (обр. 248), очевидно, в ряде случаев вызвано тончайшей примесью кристобалита. Низкое значение $2V$ (обр. 1054в) необычно, однако в литературе подобные случаи известны.

Оптические константы описанных адуляров приведены в табл. 15.

Таблица 15

Оптические константы адуляров

Номер образца	Месторождение	Ng'	Nm'	Np'	$(-2V)$	Состав, %
248	Мухор-Тала, зона разлома	1,519	—	1,514	—	Ог ₁₀₀
240а	То же	1,522	—	1,519	—	Ог ₉₅ Ab ₅
76а	»	—	1,520	—	—	Ог ₁₀₀
	Мухор-Тала, северная окраина месторождения	—	1,520	—	—	Ог ₁₀₀
203		—	1,520	—	—	Ог ₁₀₀
4311	Кара-Даг, гора Святая	—	$N_{cp}=1,518$	—	—	Ог ₁₀₀
1532	Южный Казахстан, Архарлы	—	$N_m=1,518$	—	—	Ог ₁₀₀
1054в	Закарпатье, зона разлома	1,525	—	1,518	8—12°	Ог ₁₀₀

Цеолиты. Судя по литературным данным, цеолиты образуют группу минералов, весьма характерную для зон гидротермального изменения эфузивов и в частности стекловатых пород. К наиболее обычным цеолитам этого типа относятся анальцим и гейланит (Иеллоустонский Парк; Fenner, 1936); морденит и вайракит (Новая Зеландия; Steiner, 1953); ломонит и не определенный калиевый цеолит (Камчатка; Набоко и Пийп, 1961). Кроме указанных районов, морденит описан в измененном стекле дайки Тумор (о-в Аппан; Haggis a. Brindley, 1954). Нами при изучении зон гидротермального изменения вулканического стекла установлены морденит (птиколит), гейланит и сколецит.

Морденит определен в зонах гидротермального изменения стекловатых пород Западного Забайкалья (Мухор-Тала), Казахстана (Архарлы), Закарпатья (гора Мужийовская), Крыма (Кара-Даг, гора Святая).

Морденит образует игольчатые и радиально-лучистые агрегаты. Размер иголочек в поперечном сечении варьирует от 0,001 до 0,02 мм. В большинстве случаев цеолиты замещают центральную часть перлитовой «луковицы», реже образуют прожилки и сетчатые агрегаты. Очень часто наблюдается возникновение тончайших бурых иголочек морденита в трещинах дегидратации гелей, образующихся при гидротермальном разложении стекла (табл. IV, 3, 4). О наличии морде-

Таблица 16

Рентгенометрическая характеристика морденитсодержащей породы
Cи-излучение; RC—3; 1000 импульсов в секунду; 10 mA

Номер линии	Обр. 168а, Мухор-Тала		Обр. 168, Мухор-Тала		Эталон (Михеев, 1957)	
	I	d	I	d	I	d
1	7	13,58	6	13,65	—	—
2	8	9,88	7	9,84	—	—
3	10	8,92	10	8,89	10	8,25
4	8	6,53	5	6,48	7	6,47
5	8	5,84	5	5,76	6	5,72
6	6	5,14	5	4,63	—	—
7	9	4,48	6	4,47	8	4,48
8	9	4,203	6	4,236	—	—
9	10	3,980	6	3,956	—	—
10	9	3,827	6	3,871	9	3,87
11	9	3,774	6	3,774	—	3,84
12	10	3,460	6	3,447	—	3,43
13	9	3,391	6	3,36	8	3,35
14	9	3,304	6	3,304	—	—
15	10	3,215	7	3,211	—	3,18
16	8	2,380	6	2,973	—	—
17	8	2,833	4	2,926	—	2,85
18	7	2,783	4	2,786	—	2,67
19	7	2,573	4	2,568	—	2,55
20	7	2,510	—	—	—	2,50
21	7	2,429	—	—	—	—
22	7	2,165	—	—	—	—
23	6	2,125	—	—	—	—
24	7	2,054	—	—	—	2,03
25	7	2,015	—	—	—	—
26	7	1,951	—	—	—	1,945
27	6	1,876	—	—	—	1,86
28	7	1,788	4	1,787	—	1,792
29	6	1,592	—	—	—	1,652
30	6	1,518	—	—	—	1,515
31	6	1,498	—	—	—	—
32	6	1,442	—	—	—	1,435

нита можно судить также по данным рентгенометрического анализа (табл. 16). Состав морденитов, по данным светопреломления, непостоянен (табл. 17).

Таблица 17
Показатели преломления изученных морденитов

Номер образца	Месторождение	Ng'	Np'	Ng'—Np'
100	Мухор-Тала, нижний горизонт потока	1,482	1,480	0,002
29	То же	1,4866	1,484	0,0026
1531	Архарлы, краевая часть купола	1,479	1,477	0,002

Судя по несколько повышенным значениям показателя преломления (обр. 29, табл. 17), в ряде случаев он относится к кальциевой разновидности морденита.

Гейландит обнаружен на Закульгинском месторождении перлита, в Мухор-Тале (Западное Забайкалье), в «трассах» горы Святой (Кара-Даг) и Ахалцихском районе. Для гейландита характерны пластинчатые агрегаты (табл. IV, 5) с совершенной спайностью. Оптическая характеристика минералов приведена в табл. 18.

Таблица 18

Оптическая характеристика гейландита

Номер образца	Месторождение	Ng'	Nm'	$Ng' - Np'$
513-59	Закульгинское, зона изменения в пределах дайки	1,489	1,486	0,003
Г-34-59	Ахалцихский район	1,497	1,494	0,003

Сколецит — цеолит, определенный как сколецит, установлен в Забайкалье (Мухор-Талинский и II Аршанский экструзивы) и в Крыму (Кара-Даг, гора Святая). Он образует чрезвычайно тонкозернистые скопления пластинчатых, местами ромбовидных агрегатов (табл. IV, 6). Светопреломление — 1,513. Характерно также низкое двупреломление (в отличие от ломонитита).

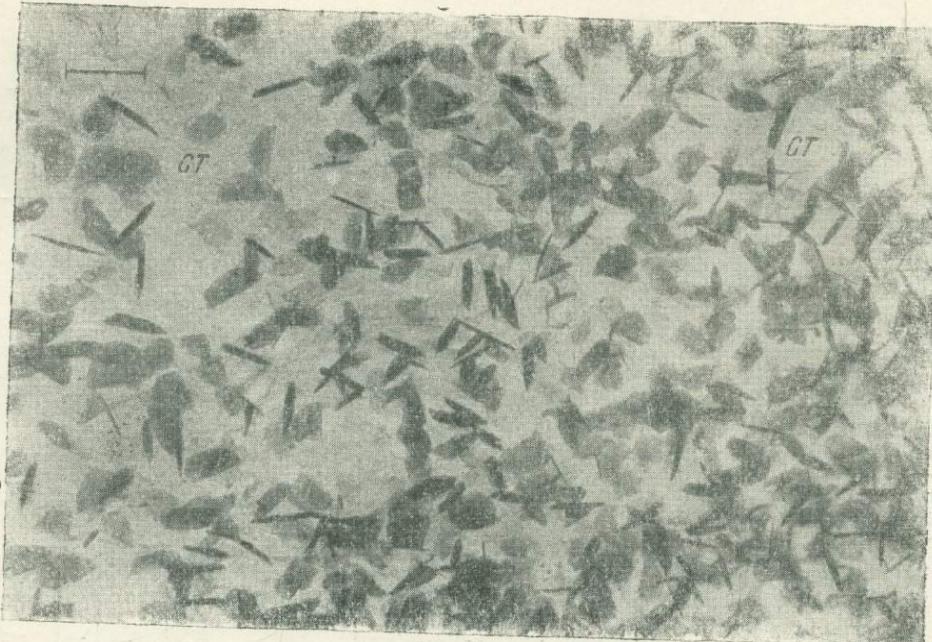
Минералы группы монтмориллонита очень часто образуются путем замещения вулканического стекла. Тем не менее условия минералообразования их различны. Наиболее часто монтмориллонитсодержащие породы формируются при выветривании витрокластического пепла.

С процессами выветривания, протекающего в морских условиях, связываются крупные концентрации бентонитовых глин в Грузии (Аскана), на северо-восточных склонах Малого Кавказа, в Ферганской долине, в Вайоминге (США) и т. д.

Монтмориллонит гидротермального генезиса встречается реже. Гидротермальный монтмориллонит описан в Вайракей, Новая Зеландия (Steiner, 1953) и в вулканических породах Закарпатья (Лазаренко, 1960). Изученные нами минералы, за исключением нескольких образцов (Закарпатье), судя по ряду геологических признаков, относятся ко второму типу (см. выше). Измененные стекла с монтмориллонитом установлены автором в Западном Забайкалье (Мухор-Талинская группа месторождений) и в Крыму (гора Святая). Сравнительно детальному изучению также были подвергнуты монтмориллониты из Закарпатья. Монтмориллониты Мухор-Талы нами изучены наиболее полно. Они интенсивно замещают стекло. Наблюдаются все стадии замещения от редких чешуек до полностью измененных пород, содержащих до 50% глинистых минералов этой группы. Монтмориллонитизация обычно начинается по круговым перлитовым и другим трещинкам. В дальнейшем возникают радиальные направления вплоть до стадии максимального замещения. Различные этапы замещения стекла показаны на табл. V, 1, 2.

О форме и размере отдельных чешуек можно судить по электронной микрофотографии (фиг. 20) — обычно это кристаллики размером 0,2—0,8 μ в плоскости (001) и 0,05 μ в поперечном направлении. Чешуйки группируются в агрегаты. Наиболее распространены сферолитоподобная и червеобразная формы агрегата. В шлифе монтмориллонит бесцветный, желтовато-зеленый, темно-зеленый (в зависимости от железистости).

Содержание нонtronитовой молекулы (Трегер, 1958) варьирует от 14 до 60% (табл. 19), т. е. мы имеем почти непрерывный ряд от почти



Фиг. 20. Измененное стекло (CT). Форма чешуек монтмориллонита. Мухор-Тала, Западное Забайкалье. Электронномикроскопический снимок, угольная реплика. Шлиф 210; увел. 11 000

чистого глиноzemистого монтмориллонита (обр. 92) до существенно железистой разновидности нонtronитового типа (обр. 350г). Повышенная железистость монтмориллонитов подтверждается также данными

Таблица 19

Показатели преломления монтмориллонитов Мухор-Талы

Номер образца	Месторождение	Ng'	Np'	Содержание нонtronитовой молекулы, % Fe^{3+}
210	Северо-западная часть Мухор-Талинского экструзива	1,563*	1,5577	40
210	То же	1,563	1,555	40
92	Центральная часть купола	1,527	1,519	14
94	То же	$N_{\text{cp}} = 1,5518$		40
242	Северная часть Мухор-Талинского экструзива	1,545	1,524	25
350г	Купол II Аршанский	1,585	1,578	60
357А	То же	1,528	1,513	20

* Точность определения показателя преломления $\pm 0,002$.

рентгеноструктурного анализа (табл. 20). Сравнение с эталонным нонtronитом (анализ 6) показывает довольно четкие совпадения основных параметров решетки. Данные дифрактометрии свидетельствуют о том, что кроме минералов группы монтмориллонита в смеси присутствуют гидрослюдя и галлуазит. Характерно, что наиболее железистые разновидности монтмориллонитов локализуются в трещинах, в частности, в концентрических трещинках перлитового типа.

Специфической особенностью минералообразования монтмориллонидов является постоянная ассоциация с метаколлоидным

Таблица 20

Дифрактометрическая характеристика минералов группы монтмориллонита
Си-излучение; $RC=3$; 1000 импульсов в секунду; 10 mA; 42 кВ.

Номер линии	1		2		3		4		5		6		7		8			
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d		
1	—	—	—	—	—	—	—	—	5	14,7	—	—	—	—	—	—		
2	7	13,38	8	13,38	8	13,38	8	13,24	7	13,20	5—8	13,4	—	10,45	—	—		
3	—	—	8	10,15	—	—	9	10,07	—	—	—	—	—	8	10,45	—		
4	—	—	9	9,35	8	9,02	—	—	7	9,92	—	—	—	—	—	—		
5	7	9,04	—	—	9	9,01	9	9,10	8	8,98	—	—	—	—	—	—		
6	5	7,26	—	—	7	7,20	—	—	6	7,18	—	—	—	—	—	—		
7	7	6,45	8	6,58	9	6,58	9	6,73	7	6,53	—	—	—	—	—	—		
8	—	—	—	—	7	6,07	—	—	6	6,34	—	—	—	—	—	—		
9	7	5,87	7	5,75	7	5,75	7	5,87	6	5,78	—	—	—	—	—	—		
10	5	5,00	7	5,02	7	4,98	—	—	6	4,97	0,5	4,99	—	—	—	—		
11	7	4,63	—	—	—	—	—	—	6	4,68	—	—	8	4,82	8	4,49		
12	9	4,48	9	4,48	9	4,50	9	4,51	7	—	3	4,51	10	4,41	8	4,42		
13	9	4,203	7	4,210	7	4,203	—	—	8	4,23	1	4,18	—	—	—	—		
14	8	3,916	8	3,986	9	4,033	10	4,07	7	3,96	—	—	—	—	—	—		
15	—	—	9	3,834	9	3,833	9	3,833	7	3,83	—	—	—	—	—	—		
16	9	3,774	—	—	8	3,774	9	3,753	7	3,74	—	—	—	—	—	—		
17	8	3,666	—	—	—	—	—	—	8	3,68	—	—	—	—	—	—		
18	8	3,612	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
19	8	3,554	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
20	—	—	—	—	—	—	9	3,528	—	—	—	—	—	—	—	—		
21	9	3,447	10	3,460	6	3,460	10	3,460	8	3,45	—	—	—	—	—	—		
22	10	3,394	9	3,378	9	3,387	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
23	—	—	9	3,309	8	3,309	9	3,333	10	3,33	—	—	—	—	—	—		
24	9	3,215	9	3,215	9	3,219	10	3,219	8	3,21	—	—	—	—	—	—		
25	—	—	—	—	7	3,084	—	—	—	—	—	—	—	8	3,03	—		
26	9	2,983	7	2,976	7	2,989	7	2,983	6	3,00	—	—	—	—	—	—		
27	8	2,889	8	2,880	8	2,889	8	2,889	7	2,88	0,5	2,82	—	—	—	—		
28	7	2,755	—	—	6	2,783	7	2,792	—	—	—	—	0,5	2,61	8	2,617	7	2,6
29	—	—	—	—	6	2,686	—	—	—	—	2	2,577	—	—	—	—		
30	8	2,571	8	2,571	7	2,576	7	2,566	6	2,56	—	—	—	—	—	—		
31	7	2,388	7	2,810	7	2,508	8	2,510	6	2,51	—	—	2	2,436	—	—		
32	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,44	2	—	7	2,336	—	—		
33	5	2,311	—	—	6	2,264	—	—	6	2,27	—	—	—	—	2	2,29		
34	5	2,268	—	—	6	—	—	—	5	2,22	—	—	—	—	—	—		
35	—	—	—	—	6	22227	—	—	—	—	0,5—1	2,18	—	—	—	—		
36	7	2,162	7	2,160	6	2,162	7	2,160	—	—	—	—	—	—	—	—		
37	7	2,117	—	—	6	2,117	6	2,125	6	2,12	—	—	—	—	—	—		
38	6	2,057	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
39	—	—	—	—	6	2,037	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
40	6	2,007	7	2,005	6	2,016	6	2,014	6	2,007	—	—	—	—	—	—		
41	6	1,982	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
42	6	1,969	—	—	6	1,949	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
43	6	1,925	—	—	—	4,926	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
44	6	1,832	7	1,875	6	1,875	6	1,875	5	1,875	0,5—1	1,884	—	—	—	—		
45	—	—	—	—	—	—	—	—	6	1,814	—	—	—	—	2	1,78		
46	8	1,790	7	1,793	6	1,806	7	1,791	5	1,791	1—2	1,708	—	—	2	1,679		
47	5	1,669	—	—	6	1,689	—	—	5	1,668	1—2	1,665	7	1,662	2	1,679		
48	5	1,621	—	—	—	—	6	1,620	—	—	—	—	—	—	—	—		

Таблица 20 (окончание)

Номер линии	1		2		3		4		5		6		7		8		
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
49	6	1,592	—	—	5	1,595	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
50	5	1,563	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,556	—	—	—	—	
51	5	1,532	—	—	—	—	—	—	5	1,539	—	—	—	—	—	—	
52	6	1,518	6	1,520	6	1,523	—	—	4	1,518	—	—	—	—	7	1,533	
53	—	—	6	1,502	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
54	6	1,497	—	—	—	—	6	1,496	—	—	4	1,505	—	—	—	—	
55	—	—	6	1,480	5	1,440	6	1,441	—	—	0,5	1,444	—	7	1,480	2	1,480
56	6	1,432	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
57	5	1,401	—	—	5	1,391	—	—	6	1,382	—	—	—	—	—	—	
58	4	1,381	—	—	5	1,375	6	1,379	10	1,373	—	—	—	—	—	—	
59	5	1,306	—	—	5	1,302	—	—	—	—	0,95	1,299	—	—	—	—	
60	6	1,289	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
61	6	1,278	5	1,295	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

1, 2, 3, 4—Мухор-Тала, Забайкалье; соответственно обр. 142-59; 217-59; 168-59; 210-59; 5—обр. 1321-60, гора Святая, Кара-Даг; 6—эталон (Рентгеновские методы. . . , 1955); 7—монтмориллонит, гора Чепка Закарпатье; 8—эталон (Рентгеновские методы. . . , 1955).

веществом. Последнее образует каемки вокруг агрегатов монтмориллонита. Монтмориллоиды Кара-Дага отличаются несколько повышенной железистостью, но в общем они аналогичны Мухор-Талинскому комплексу. В Закарпатье находки монтмориллонита не являются редкостью. Нами изучены три точки монтмориллонитовой минерализации (гора Чепка, Рокосовский экструзив и гора Большая Бегань). На Чепке скопления (10×20 см) и прожилки желтовато-белого монтмориллонита приурочены к верхней части перлитового карьера. Данные рентгеновского (табл. 20, анализ 7) и химического (табл. 21) анализов позволяют вполне однозначно решить вопрос о минеральной принадлежности этой глины.

Гнездообразные скопления подобного монтмориллонита залегают на контакте стекловатой породы и купольной брекции (Рокосово), а также среди каолинизированных туфов Большой Бегани (Косино-Запсоньское холмогорье). В пределах Рокосовского экструзива встречаются также жилы и прожилки монтмориллонита мощностью 1—30 см.

Слагающая жилу монтмориллонитовая глина имеет светло-коричневый цвет. Судя по химическому анализу, она представлена почти чистым монтмориллонитом (табл. 21, обр. 2).

Каолинит—типовий минерал выветривания. Однако известны случаи, когда он участвует в образовании верхней части метасоматической колонки, наблюданной в зоне поверхностного гидротермального

Таблица 21
Химический состав монтмориллонитов
Закарпатья (в вес. %)

Оксиды	Обр. 1, гора Чепка	Обр. 2 гора Рокосово
SiO ₂	57,42	42,48
TiO ₂	0,29	2,14
Al ₂ O ₃	20,68	29,58
Fe ₂ O ₃	3,38	1,89
FeO	0,20	0,18
MnO	Не обн.	0,01
MgO	0,27	2,60
CaO	1,00	1,46
K ₂ O	Следы	0,45
Na ₂ O	0,92	—
H ₂ O ⁺	9,36	11,08
H ₂ O ⁻	6,06	8,49
Сумма	99,58	100,36

Аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН
СССР

метаморфизма во многих районах мира: в Новой Зеландии (Вайракей; Steiner, 1953), в Иеллоустонском Парке (Barth, 1950), на Камчатке (Паужетка; Набоко, 1961), в Закарпатье (Соболев и Фишкен, 1953; Лазаренко, 1960) и в ряде других мест.

Мы изучали каолиниты гидротермального генезиса из нескольких районов Закарпатья (Береговское и Косино-Запсоньское холмогорье) и Архарлыкского месторождения (Казахстан).

В районе Береговского холмогорья каолинит распространен чрезвычайно широко. Все без исключения породы Береговского холмогорья (липариты, туфы) в той или иной степени каолинизированы.

Каолинизации в первую очередь подвергаются вкрапленники пла-гиоклаза. Замещение происходит от периферии к центру зерна. Все первичные пустотки в породе также выполнены каолинитовым агрегатом. Каолинизация стекла начинается от перлитовых трещин (табл. V, 3). Очень часто каолинитовые агрегаты погружены в массу изотропного аллофана и тогда, по всей вероятности, каолинит образуется при его кристаллизации. Весьма характерны сферолитоподобные агрегаты каолинита диаметром 6—8 μ . Чешуйки каолинита размером 1—2 μ часто образуют сферолитоподобные агрегаты.

В каолинитовой массе почти всегда присутствуют чешуйки или агрегаты гидрослюды.

Таблица 22

Оптические константы каолинита

Номер образца	Месторождение	Ng'	Np'	$Ng' - Np'$
3816	Гора Геликан, зона каолинизации в нижней части экструзиона	1,554*	1,551	0,00
1174	Рокосово, внешняя периферия купола . . .	1,574	1,566	0,008

* Точность определения показателя преломления $\pm 0,002$.

О постоянной примеси гидрослюды свидетельствуют также дифференциальные кривые (эндотермический пик в интервале 100—200°, фиг. 21).

Оптические константы каолинитов приведены в табл. 22.

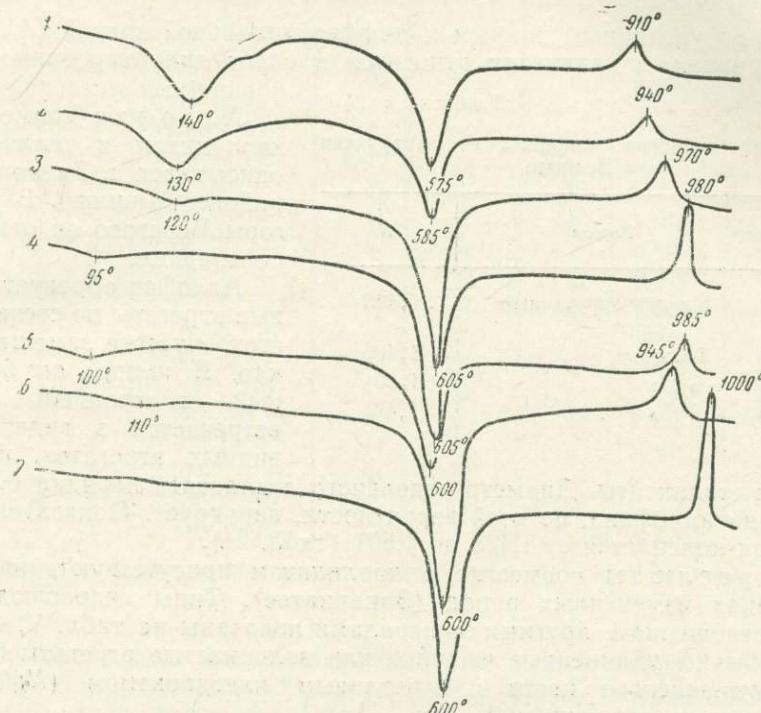
Каолинит Архарлыкского месторождения отчетливо определяется по показателю преломления ($N_{cp} = 1,558$) и слабому двупреломлению.

Галлуазит. В исследованном районе (Закарпатье) галлуазит в ряде случаев ассоциирует с каолинитом, уступая ему количественно. Во многих аргиллизированных плахиоклазах центральная часть зерна замещена галлуазитом, краевые — каолинитом. Каолинит в этом случае образуется несколько позднее. При микроскопическом изучении приходится иметь дело с метагаллуазитом. Последний хорошо определяется по сравнительно высокому светопреломлению ($N_{cp} = 1,554$; сбр. 1126-60, Рокосово) и изотропности. Во многих случаях в массе галлуазита появляются анизотропные участки, что, очевидно, связано с кристаллизацией каолинита.

Жила почти чистого мономинерального галлуазита обнаружена нами в зоне каолинизации горы Большая Бегань (Косино-Запсоньское холмогорье). Жила залегает среди каолинизированных туфов (Западный склон горы, Большой карьер). Простижение ее северо-западное, длина 0,5 м, мощность 2—5 см.

Макроскопически галлуазит совершенно белый, с характерным раковистым изломом, твердость 2.

Химический состав галлуазита¹: SiO_2 — 44,10%; TiO_2 — 0,08%; Al_2O_3 — 37,15%; Fe_2O_3 — 0,47%; FeO — 0,20%; MnO — следы; MgO —



Фиг. 21. Дифференциальные кривые минералов группы каолинита с примесью гидрослюды: (1—6), 7 — галлуазит

1 — обр. 1160-60, Рокосово; 2 — обр. 1, Закарпатье; 3 — обр. 1181, Рокосово; 4 — обр. 839а-60, гора Большая Бегань; 5 — обр. 222-60, Змеевский карьер, Закарпатье; 6 — обр. 1138а-60, Рокосово, Закарпатье; 7 — галлуазит, обр. 839-60, гора Большая Бегань, Закарпатье

0,31%; CaO — 0,06%; Na_2O — 0,14%; K_2O — 0,07%; H_2O^- — 2,76%, H_2O^+ — 14,31%; потери при прокаливании — 0,17%; сумма — 99,82%.

Результаты рентгенометрического исследования приведены в табл. 23.

Таблица 23
Дифрактометрическая характеристика галлуазита
Си-излучение; $RC-3$; 10 000 имп./сек.; 10 mA; 42 kv

Номер линии	I	d	Номер линии	I	d	Номер линии	I	d
1	84	7,75	10	41	2,510	19	6	1,776
2	89	7,34	11	41	2,470	20	14	1,675
3	29	4,81	12	51	2,326	21	19	1,657
4	100	4,41	13	34	2,272	22	20	1,639
5	76	3,56	14	12	2,209	23	6	1,534
6	13	2,951	15	8	2,117	24	35	1,480
7	13	2,809	16	12	1,982	25	8	1,280
8	11	2,747	17	8	1,886	26	8	1,232
9	51	2,538	18	8	1,850			

¹ Аналитик Л. П. Царева, ИГЕМ АН СССР.

Наличие межплоскостных расстояний со значениями в 7,34; 4,41 и 3,56 Å, а также серии сравнительно равномерных эффектов при 2,3—2,6 Å (табл. 23) характерно для галлуазита (Molloy a. Kegg, 1961) и не оставляет сомнения в минералогической принадлежности вещества.

Судя по указанным данным и дифференциальной кривой (фиг. 21), рассматриваемый галлуазит относится к слабо гидратированной разновидности метагаллуазита.

Таблица 24

Оптические свойства аллофана из экструзива горы Пеликан

Номер образца	Порода	<i>N</i>
355-60	Каолинизированный перлит	1,473
363-60	То же	1,480
363a-60	» »	1,501
381Б-60	» »	1,495

нающих сталактиты. Диаметр отдельного сталактита порядка 0,08 мм.

Состав аллофана, по всей вероятности, варьирует. Показатель преломления колеблется от 1,473 до 1,501 (табл. 24).

Гидрослюды совместно с каолинитом присутствуют почти во всех типах измененных пород (Закарпатье). Типы гидрослюд и их взаимоотношения с другими минералами показаны на табл. V, 4. Наиболее обычны удлиненные чешуйки или волокнистые агрегаты бледно-желтовато-зеленого цвета с отчетливым плеохроизмом ($Ng' > Np'$). Размер отдельных чешуек 1—8 μ.

В ассоциации с каолинитом встречаются маложелезистые гидрослюды ($Ng' = 1,558 \pm 0,003$; $Np' = 1,546 \pm 0,003$). Однако, судя по окраске, встречаются и более железистые разновидности. В измененных стеклах Пеликана сравнительно часто встречается метаколлоидное вещество светло-грызно-зеленого цвета с $N_{cp} = 1,561 \pm 0,003$. По всей вероятности, мы имеем скопление тончайших чешуек гидрослюдистых минералов. Присутствие гидрослюд подтверждается также рентгенометрически (табл. 25). В том случае, когда мы имеем ассоциацию каолинита и гидрослюд, последняя обычно относится к более поздним образованиям.

Халцедон встречается довольно часто в зоне гидротермального изменения стекловатых пород Иеллоустонского Парка (Fenner, 1936) и других мест.

Мы изучали халцедоны Закарпатья, Кара-Дага (Крым) и Мухор-Талы (Забайкалье). Наиболее детально исследован халцедон Мухор-Талинского месторождения.

Халцедон выполняет пустоты лиофизового типа, образует корки на стенах вторичных трещин и слагает участки неправильной формы в монтмориллонитизированном и цеолитизированном стекле. Обычная окраска минерала матово-белая и дымчатая, реже встречаются бесцветные разновидности. Большая часть халцедонов относится к типу кварцинов. Кроме обычной тонковолокнистой разновидности халцедона ($Ng' = 1,542$; $Np' = 1,534$), встречаются агрегаты, состоящие из зерен неправильной амёбовидной формы. Зерна расположены радиально по отношению к центру агрегата. Среднее светопреломление такого агрегата, как правило, не превышает 1,517. В последнем случае возможна примесь опала (буроватые участки между отдельными зернами).

Аллофан совместно с каолинитом и галлуазитом описывался в Закарпатье в районе Вышково. В районе горы Берегово он отмечается впервые.

Аллофан образует натечные агрегаты по стенкам пустот, а также замещает стекло. В шлифе он бесцветный, изотропный. Часто встречается в виде почковидных агрегатов, напоми-

Таблица 25

Рентгенометрическая характеристика гидрослюды

Cu = излучение; RC - 3; 100 импульсов в секунду; 10 mA, 42 kv

Номер линии	1		2		Номер линии	1		2	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>		<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
1	8	9,63	C.	9,98	18	6	2,442	Сл.	2,44
2	7	7,77	—	—	19	—	—	Ср.	2,38
3	7	7,18	—	—	20	7	2,268	Ср.	2,24
4	8	4,65	Сл.	4,97	21	6	2,160	Сл.	2,18
5	8	4,45	C.	4,47	22	—	—	Сл.	2,11
6	10	4,22	О. сл.	4,11	23	6	1,975	Ср.	1,98
7	8	4,04	—	—	24	7	1,808	—	—
8	8	3,83	—	—	25	6	1,787	—	—
9	8	3,65	О. сл.	3,7	26	6	1,664	Сл.	1,65
10	8	3,57	—	—	27	—	—	Ср.	1,68
11	8	3,43	О. сл.	3,4	28	6	1,535	C.	1,5
12	10	3,30	Ср.	3,31	29	6	1,480	—	—
13	8	3,18	О. сл.	3,2	30	5	1,445	—	—
14	7	2,973	Сл.	2,98	31	6	1,368	О. сл.	1,34
15	7	2,877	О. сл.	2,84	32	—	—	Ср.	1,29
16	6	2,550	C.	2,56	33	—	—	Сл.	1,24
17	7	2,479	—	—					

1 — гидрослюда с примесью галлуазита и каолинита, обр. 1055Б, Закарпатье, г. Запсонь; 2 — этalon (Грим, 1959).

Морфологически на Мухор-Талинском месторождении выделяется два типа халцедоновых образований. К первому типу относятся концентрически-зональные халцедоны; второй — более сложный. Он напоминает «bastionные агаты».

Бастионный агат характеризуется резкой асимметрией строения. Последовательно концентрические зоны здесь сменяются серией горизонтальных слоев. Оставшаяся пустота снова заполняется концентрически-зональными образованиями, затем опять горизонтальное расположение агрегатов и т. д. Характерно, что отдельные горизонтальные слои представлены опалом. Опал обладает отчетливыми признаками кристаллизации. В одних зонах видна начальная стадия кристаллизации, в других — опал сохраняется в виде реликтов, оттесняясь в межсферолитовое пространство. Этот тип халцедона, по всей вероятности, образовался при кристаллизации геля. На Мухор-Талинском месторождении также обнаружен своеобразный сталактитоподобный халцедон. Сталактиты имеют трубчатое строение. Внутренняя часть сталактида заполнена темно-серой непрозрачной разновидностью халцедона или опала. Стенки могут быть сложены люссатитом. Можно предположить, что каналы служили путями проникновения минералообразующих растворов. Аналогичные образования описаны В. И. Финько (1961) в халцедонах р. Тулдун (Бурятская АССР). Трубчатые каналы в пустотах, выполненных халцедоном, наблюдались нами также в вариолитах Южных Мугоджар.

Люссатит — волокнистая разновидность кристобалита; считается сравнительно редким минералом. Он отмечался в молодых вулканических породах Штирии в виде корок толщиной до 1 см (Чухров, 1955). В измененных стеклах Забайкалья (Мухор-Тала, Закульгинское месторождение) люссатит встречается сравнительно часто, однако описывается здесь впервые.

Люссатит образует плотные агрегаты кремового или матово-белого цвета в пустотах, выполненных халцедоном. Толщина корочек порядка 1—5 мм. Как правило, люссатит окаймляет пустотку, нарастая непосредственно на ее стенках (табл. V, 5), реже участвует в образовании зональных прожилков мощностью 0,1—0,5 мм. Центральная часть таких прожилков сложена халцедоном, краевые части — люссатитом. Встречаются также зоны люссатита в центральной части халцедонового агрегата.

В одном из образцов наблюдается параморфное замещение люссатита халцедоном. На табл. V, 6 в нижнем правом углу снимка отчетливо заметны реликты люссатита в халцедоновом агрегате. Длина отдельного волокна 0,02—0,1 мм. Удлинение положительное. Показатель преломления несколько варьирует ($N_{\text{ср}} = 1,431—1,45 \pm 0,002$). Двупреломление — порядка 0,002—0,003.

Наличие люссатита, так же как и халцедона, вероятно, связано со спецификой гидротермального минералообразования в стекле.

Например, при получении халцедона из высококремнеземистого стекла путем обработки гидротермальными щелочными растворами всегда образовывался волокнистый минерал кеатит, близкий по своим свойствам к кристобалиту (White, Corwin, 1961). По всей вероятности, аналогичный процесс мог происходить при замещении вулканического стекла халцедоном. Возможно, промежуточной стадией на этом пути является люссатит.

Обычно люссатит встречается в тесной ассоциации с опалом, образуя опалово-люссатитовые агрегаты. Подобная ассоциация отмечалась в измененных породах Камчатки (Набоко, 1959).

Опал весьма характерный минерал для зоны приповерхностного гидротермального изменения эфузивных пород. Опалолиты неоднократно описывались в связи с изучением современных гидротерм Камчатки, Иеллоустонского Парка, а также в ряде областей палеовулканизма.

В описываемых районах опал встречается довольно часто. Наиболее интенсивная опализация приурочена к тектоническим разломам и верхним участкам зоны гидротермального изменения (район Берегово, Закарпатье; Мухор-Тала и Закульта, Западное Забайкалье).

Весьма характерна опализация туфов Береговского холмогорья. Опал образует сравнительно равномерную вкрапленность, отчетливо выделяющуюся на фоне общего метаморфизма (каолинизация и альбитизация) витрокластических пород. В зонах разломов опализация проявляется по иному.

Разломам присущи прожилки и выделения неправильной формы. Содержание опала в породе может варьировать от долей процента до 100%. Окраска опала различна: серая, кремово-белая, грязновато-желтая, буроватая и т. д. Изменение окраски связано с большим количеством примесей. Химический анализ одного из опалов Мухор-Талы следующий: SiO_2 — 94,52%; TiO_2 — 0,11%; Al_2O_3 — 1,25%; Fe_2O_3 — 0,64%; MnO — 0,01%; MgO — 0,11%; CaO — 0,52%; K_2O — 0,31%; Na_2O — 0,69%; H_2O^- — 0,34%; H_2O^+ — 1,11%; сумма — 99,61%.

Определение потерь при прокаливании еще в ряде образцов показало, что содержание воды варьирует от 0,8 до 1,2%. Светопреломление 1,44—1,46. Характерна ассоциация опала с халцедоном и люссатитом, а в ряде случаев с алунитом (Закарпатье).

Алунит. В зоне действия близповерхностных гидротерм алунитовые породы — обычное явление. Они отмечались на Камчатке (Набоко, 1961), в Закарпатье (Соболев, Фишкен, 1953), в Новой Зеландии (Steiner, 1953) и в ряде других районов.

Мы встретили алунит в измененных вулканических породах Закарпатья и Южного Казахстана (Архарлы). На Архарлыском месторождении он наблюдается сравнительно редко, в Закарпатье распространен широко.

Хотя алунит Закарпатья описывался неоднократно, специфика минералообразования в стекле другими авторами не подчеркивалась. Во избежание повторений кратко отметим следующее. Алунит относится к калиевой разновидности ($Ng' = 1,578$, $Np' = 1,568$, обр. 337, Пеликан). Алунит замещает вкрапленники, стекло и выполняет пустотки. В ко- нечном счете это приводит к образованию мономинеральной алунитовой породы. В шлифе наиболее обычны квадратные сечения кристаллов и зерна неправильной формы, реже встречаются таблички. Очень характерна приуроченность алунита к зонам каолинизации и ассоциация с опалом. Образование каолинита, очевидно, несколько предшествует алунитизации. В Закарпатье алунит наиболее широко распространен в районе гор Хаеш — Пеликан и Большая Бегань.

Алюмо-кремнеземистый гидрогель (продукт выщелачивания стекла). Ранее отмечалось (Мухор-Тала, Кара-Даг), что обычно параллельно с монтмориллонитом образуется слабо анизотропное метаколлоидное вещество. В тех случаях, когда монтмориллонит развивается вдоль перлитовой трещинки, по обе стороны от агрегата стекло светлеет и начинает проявлять слабые анизотропные свойства. Вокруг монтмориллонита образуется каемка двупреломляющего вещества (табл. VI, 1). Мощность каемки — 0,01—0,1 мм. Светопреломление отличается от светопреломления стекла.

В ряде случаев наблюдается ритмичное чередование агрегатов монтмориллонита с гелевидным материалом (табл. VI, 2). В таких случаях механически отделить указанные образования друг от друга практически невозможно. Различные стадии образования метаколлоида наблюдались в перлите I Аршанского купола (Забайкалье). Неизмененное стекло имеет равномерно распределенную густую кремовую окраску ($N = 1,503 \pm 0,002$). В брекчированном стекле изменение начинается от трещин. Вокруг обломков появляются светлые каемки, причем форма обломков полностью сохраняется (табл. VI, 3). Светопреломление уменьшается до $1,493 - 1,496 \pm 0,002$. В скрещенных николях каемка ведет себя как одно целое. В дальнейшем она распадается на сферолитоподобные агрегаты. Показатель преломления при этом падает до $1,471 - 1,473$. На этой стадии вещество несколько буреет, главным образом за счет новообразований, появляющихся вдоль тончайших трещинок.

Далее трещинки становятся более четкими, приобретая очертания, типичные для трещин дегидратации (табл. VI, 4). Наблюдается четкое распадение агрегата на блоки, каждый из которых характеризуется сферолитоподобным строением. Показатель светопреломления составляет $1,46 - 1,462 \pm 0,003$. Вдоль трещин образуются главным образом агрегаты бурых иголочек птиолита. Фазовое отношение монтмориллонит — метаколлоид может колебаться в самых широких пределах. Нам представляется, что в данном случае при изменении стекла преобладает выщелачивание. На первой стадии, очевидно, образуется выщелоченное стекло. Стекловатый каркас выщелоченного участка остается жестким, поэтому форма обломков сохраняется. В раствор наряду с некоторым количеством SiO_2 и Al_2O_3 переходит железо. При этом образуются железистые монтмориллоноиды, имеющие густую зеленую окраску. Дальнейшее выщелачивание приводит к образованию геля, занимающего промежуточное положение между опалом и аллофаноидами. Катионы щелочей и CaO связываются с образованием морде-

нита. От аллофана это образование отличается тонкой примесью неподложенного стекла.

Прочие минералы. Кроме описанных минералов в измененных породах постоянно присутствуют рутил, гематит, пирит, гидрогематит.

В ряде районов Закарпатья широко распространен барит. Концентрация барита на горе Большая Бегань (Косино-Запсоинское холмогорье) достигает значительных масштабов.

ВЫВОДЫ

1. Фемические минералы (вкрапленники и микролиты), присутствующие в неизмененных стекловатых породах липаритового и дацитового составов, как правило, характеризуются повышенной железистостью.

2. В группе салических минералов состав плагиоклаза варьирует от среднего андезина до кислого олигоклаза; колебание альбитовой составляющей кали-натриевых полевых шпатов так же весьма значительно.

3. Морфология кристаллов магматогенного генезиса различна и зависит от условий кристаллизации минералов.

Вкрапленники в большинстве случаев имеют правильные кристаллографические очертания. Среди микролитов наряду с морфологически правильными кристаллами встречаются кристаллические образования четковидной, саблевидной и спиралеподобной форм.

Кристаллиты имеют неправильную форму: палочки, шарики, веерообразные агрегаты и т. п.

Для исследованных стекол также характерен сферолитовый тип кристаллизации.

4. Среди минералов метаморфогенного генезиса преобладают водные силикаты, образующиеся в близповерхностных условиях.

Г л а в а 3

ПЕТРОГРАФИЯ СТЕКЛОВАТЫХ И ИЗМЕНЕННЫХ ПЕРВИЧНО-СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД

Ранее уже указывалось, что термин стекловатая порода употребляется нами для обозначения всех эфузивов и их пирокластов, в которых стекло составляет 50—95% от общей массы породы. Те из пород, которые содержат 95% и более стекловатой фазы, принято называть вулканическим стеклом¹.

Исследования последних лет показали, что все вулканические стекла можно подразделить на две большие группы: обсидианы и перлиты. Обсидианом петрографы называют вулканическое стекло, содержащее $\leqslant 1\%$ воды. К перлитам относятся все вулканические стекла, содержащие более 1% воды и обладающие характерной концентрической отдельностью.

Перлитовая структура присуща далеко не всем высоководным стеклам, причем даже в пределах одного штуфа можно выделить участки различного строения. Из дальнейшего будет видно, что увеличение содержания воды свыше 1% связано со вторичной гидратацией стекла и что перлитовая отдельность возникает под влиянием этой гидратации. Однако, как было только что сказано, в ряде случаев в силу тех или иных причин концентрическая отдельность не образуется, хотя стекло содержит более 1% воды. Подобные стекла также следует относить к перлитовому типу. Разделение стекол на перлиты и обсидианы, руководствуясь главным образом количественными отношениями воды, вызвано следующими соображениями генетического порядка. Стекловатые породы в большинстве случаев образуются в поверхностных условиях при низких давлениях. Поэтому большая часть воды выделяется из стекла в процессе его остывания. Если учесть максимальную мощность потока в 300—400 м, то в его нижней части стекло может сохранить не более 0,6—0,8% первичной воды. Это не исключает случая, что в стекловатой породе интрузивного генезиса количество ювенильной воды может превышать 1%. Таким образом, если оказывается, что вулканическое стекло содержит $<1\%$ воды, то вполне допустимо, что большая ее часть имеет ювенильное происхождение и значит стекло не затронуто или слабо затронуто вторичными процессами (имеется в виду постгенетическая гидратация). В перлитах большую часть воды следует признать вторичной.

Сами по себе вулканические стекла различных районов, будь то обсидиан или перлит, различаются по ряду второстепенных признаков — цвету, пористости, флюидальности и пр. Безусловно указанные признаки не могут являться критерием для выделения различных типов

¹ Породы, содержащие менее 50% стекла, не имеют промышленного значения и в данной работе не рассматриваются.

стекла в пределах указанных групп (обсидиан и перлит) в описании подобного рода, ибо эти признаки обычно многократно меняются не только в пределах месторождения, но и в пределах одного штуфа.

Ранее уже указывалось, что стекловатые породы как правило состоят из двух фаз: стекла и кристаллических образований. Основное различие между отдельными подвидами пород внутри каждой из рассматриваемых групп определяется особенностями минералогического состава кристаллической фазы. Если учесть, что химический состав пород тождествен, то станет ясно, что разница в минералогическом составе пород зависит в первую очередь от термодинамических условий формирования массива, в частности от глубины, концентрации летучих и температуры.

При рассмотрении пород по указанному принципу следует учитывать, что не все минералы кристаллической фазы можно рассматривать как равновесную ассоциацию. Ничтожная в ряде случаев (вследствие большой вязкости расплава) скорость растворения наиболее ранних кристаллов приводит к существованию нескольких поколений вкрапленников. Выводы относительно парагенезиса вкрапленников в зависимости от условий образования будут сделаны в соответствующем разделе настоящей работы. В связи со сказанным рассмотрение изученных стекловатых пород производится в следующем порядке. Все стекловатые породы подразделяются на три типа: обсидианы (обсидиановые породы), перлиты (перлитовые породы) и смешанные разновидности обсидианово-перлитового типа. В зависимости от минералогического состава кристаллической фазы каждый тип в свою очередь подразделяется на ряд подтипов.

К группе стекол примыкает также большая группа пород, образование которых связано с изменением стеклообразного вещества. В данную группу попадают все породы, обладающие теми или иными петрографическими признаками первоначально стеклообразного состояния.

Образование этих пород может происходить двумя путями: во-первых, при кристаллизации стекла в процессе его остывания (расстекловывание), во-вторых, в результате его гидротермального изменения и метаморфизма. Таким образом, в эту группу могут быть включены не только некоторые палеотипные эфузивы, ранее имевшие стекловатое строение, но и кристаллические породы кайнотипного облика, сохранившие признаки, по которым можно судить, что кристаллизация происходила в стекле. Общая схема описания всех изученных нами пород приводится ниже.

Неизмененные стекла и стекловатые породы: 1) обсидианы и стекловатые породы обсидианового типа; 2) перлиты и стекловатые породы перлитового типа; 3) обсидианово-перлитовые стекловатые породы.

Породы, образованные в результате перерождения стекла: 1) дегидратификаты (образуются при расстекловывании); 2) метаморфизованные стекла и стекловатые породы.

НЕИЗМЕНЕННЫЕ СТЕКЛА И СТЕКЛОВАТЫЕ ПОРОДЫ

Обсидианы и стекловатые породы обсидианового типа

Среди стекловатых пород липаритового состава обсидиановое стекло встречается далеко не повсеместно. Некоторые данные о наиболее известных зарубежных месторождениях обсидиана приведены в табл. 26, которая составлена по материалам Росса, Смита, Фридмана и ряда других иностранных авторов.

В СССР обсидианы известны в Закавказье, в Кабардино-Балкарской АССР (район Заюково), в Закарпатье (Рокосово) и на Камчат-

Таблица 26

Зарубежные месторождения обсидианов

Месторождение	Возраст	N	П.п.п., %
Горы Вэллис, Нью-Мексико, США*	Плиоцен — плейстоцен	1,4843	0,41
Гора Гекла, Исландия **	То же	1,4883	0,19
Аляска, США **	» »	1,4850	0,32
Северный остров, Новая Зеландия *	Плейстоцен	1,4878	0,08
Малая Стеклянная гора, Калифорния *	Плиоцен — плейстоцен	1,4905	0,10
Большая Стеклянная гора, Калифорния *	То же	1,4910	0,10
Иеллоустонский Парк, США ** . . .	Нижний плиоцен	1,4834	0,12

* Ross a. Smith, 1955.

** Friedman a. Smith, 1958.

ке (вулкан Опала). Крупнейшие залежи обсидиана сосредоточены в Армении (месторождения Арагацкое и Джрабер-Фонтанское). Обсидианы СССР датируются олигоценом — нижнечетвертичным периодом. Как ранее отмечалось, мы изучили обсидианы Закарпатья и Закавказья. Общность пород заключается в присутствии стекла обсидианового типа; различие определяется количественными и качественными особенностями кристаллической фазы.

Обсидианы Джрабер-Фонтанского месторождения

Окраска обсидианов различная: черная, белесовато-серая и пятнистая.

Преобладающей разновидностью является темноокрашенный обсидиан. Химический состав описываемого образца (аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР) следующий: SiO_2 — 70,95%; TiO_2 — 0,26%; Al_2O_3 — 13,20%; Fe_2O_3 — 2,79%; FeO — 0,14%; MgO — 1,40%; CaO — 2,54%; K_2O — 3,98%; Na_2O — 3,89%; H_2O^+ — 0,44%; H_2O^- — 0,32%; сумма — 99,91%.

Цвет этого стекла черный или темно-серый, местами наблюдаются белесые полосы или участки неправильной формы. Изменение окраски связано с повышенной концентрацией пор. Тонкие сколы стекла ($\leq 1-2 \text{ мм}$) совершенно прозрачны. В них отчетливо видны тонко очерченные черные флюидальные полосы. Стекло обладает характерной раковистой поверхностью скола. Удельный вес массивного черного обсидиана 2,2.

Порода обычно содержит 20—30% кристаллических образований. Последние представлены магнетитом и пироксеном. Магнетит образует тонко рассеянную пыль.

Пироксен представлен железистым авгитом (см. табл. 3, обр. A-36). Авгит образует кристаллиты и микролиты. Полосчатость породы обусловлена чередованием линейных участков, содержащих преимущественно кристаллитовую или микролитовую фазу.

Многие из кристаллитов заметно двупреломляют и характеризуют переходный морфологический тип между кристаллитом и микролитом. Размер отдельного индивида в направлении удлинения достигает 0,04 мм.

Микролиты обладают характерным короткопризматическим габитусом (размер — 0,01 мм). Ширина указанных полос — 0,5—1 мм. Морфология кристаллических образований связана с ритмичным изменением вязкости расплава. Под микроскопом стекловатая фаза

Содержание воды

Номер образца	Порода	$N_{\text{ср.}}$	Номера						
			1	2	3	4	5	6	7
A-36-59	Черный массивный обсидиан	1,482— 1,484	0,13	0,40	0,34	0,16	0,24	0,06	0,18
A-37-59	Белесовато-серый пористый обсидиан .	1,482	0,32	0,27	0,53	0,15	0,22	0,33	0,24
A-33-59	Пестрый обсидиан а) бурое стекло	1,492	0,23	0,18	0,3	0,15	0,22	0,41	0,24
	б) темно-серое стекло	1,489	0,18	0,13	0,08	0,1	0,34	0,32	0,16

бесцветна. Данные о водосодержании армянских обсидианов сведены в табл. 27.

В табл. 27 помещены данные определения потерь при прокаливании по точечным пробам, взятым из одного образца. Вес одной пробы 8—10 г. Перед прокаливанием минерал растирался в агатовой ступке. Определение производилось несколькими способами. Колебание в содержании воды (0,00—0,7%) происходит в пределах одного образца размером 5×10 см. Соответственно несколько изменяется и показатель преломления. Белесовато-серый обсидиан характеризуется повышенной пористостью, порядка 10—12%. Поры имеют характер трещинок и вытянутых линз.

Весьма своеобразно вулканическое стекло пестрой окраски. Внешне стекло напоминает обычную стекловатую брекчию, в которой черные обломки цементируются красновато-бурым стеклом.

Микроскопическое исследование, однако, показывает, что мы имеем дело с двумя различными текстурными типами стекла. Стекло черного цвета очень напоминает обсидиан обр. А-36. Стекловатая фаза бурого цвета характеризуется флюидальным обликом и как бы обтекает участки черного стекла. Между обеими разновидностями имеется постепенный переход. При сравнительно небольшом увеличении (150) видно, что бурое стекло содержит тонкие параллельные трещинки. Внутренняя поверхность трещинок покрыта тончайшей магнетитовой пылью. Бурая окраска обусловлена наличием вокруг трещинок пленок гидроокислов железа. Характерно, что бурое стекло характеризуется несколько большим показателем преломления (табл. 27).

Обсидиановая порода Рокосово (Закарпатье)

Обсидиан из краевой части Рокосовского экструзива характеризуется липаритовым составом. Химический состав обсидиана следующий: SiO_2 — 70,00%; TiO_2 — 0,20%; Al_2O_3 — 15,49%; Fe_2O_3 — 1,10%; FeO — 0,24%; CaO — 2,33%; MgO — следы; MnO — следы; K_2O — 3,37%; Na_2O — 3,82%; SO_3 — следы; P_2O_5 — следы; потери при прокаливании — 0,24%; сумма — 100,79%.

Обсидиан имеет черную окраску и матовый стеклянный блеск. Даже тонкие обломки стекла не пропускают свет. Кристаллическая фаза (40—50% от всей массы породы) представлена вкрапленниками и кристаллитово-микролитовыми образованиями. Содержание вкрапленников обычно не превышает 5—10% общей массы породы.

Таблица 27

в обсидиане (в вес. %)

проб	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	0,25	0,28	0,27	0,39	0,25	0,15	0,45	0,22	0,21	0,22	0,34	0,03	0,72	0,19	0,0
	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Вкрапленники представлены следующими минералами: существенно железистой базальтической роговой обманкой (табл. 7) гиперстеном и плагиоклазом (табл. 10, обр. 1126); микролиты представлены игольчатыми амфиболами и табличками плагиоклаза. При кристаллизации стекла вокруг вкрапленников возникают сферолиты, состоящие из кали-натриевого полевого шпата и кристобалита или тридимита. Начальная стадия расстекловывания приводит к образованию вокруг вкрапленников и пустот бурых ореолов с едва заметной поляризацией. Сферолиты не нарушают первичной флюидальности породы, а как бы пронизываются флюидальными потоками микролитов.

Стекло ($N=1,482$) отличается низким содержанием воды, количество ее варьирует от 0,01 до 0,05% (по данным 8 определений).

Перлиты и стекловатые породы перлитового типа

Не вдаваясь в детали истории терминологии (Johansen, 1932), отметим, что термин перлит вошел в петрографическую литературу для определения вулканического стекла, содержащего характерные концентрические трещины грубо сферической формы. При ударе из перлитового стекла выкалываются шарики — перлы. Система концентрических сфероидов в разрезе напоминает луковицу, и в иностранной литературе часто встречается термин «*lampion-like texture*», что означает луковицеподобная структура. В вулканическом стекле обсидианового типа перлитовая структура отсутствует. Она, как правило, появляется в сравнительно многоводном стекле, которое содержит более 1% воды. Однако и при высоком содержании воды перлитовая структура не во всех стеклах выражена одинаково. Обычно она отсутствует или выражена слабо в стекловатых породах, имеющих тонкообломочную или пористую структуру. Наиболее четко перлитовые трещины выражены в массивных стеклах.

С другой стороны, в американской литературе принято называть перлитом вулканическое стекло, содержащее более 1% воды.

Если предположить, что возникновение перлитовых трещин — вторичный процесс, связанный с гидратацией, то естественно, что перлитом следует называть все гидратированные стекла независимо от того, насколько четко в них выражена перлитовая отдельность. К перлитовому типу относятся все без исключения вулканические стекла докайнозойского возраста и подавляющее большинство перлитов третичного

периода. Характерно, что последние от более древних перлитов отличаются несколько меньшим содержанием воды.

Высказанное выше положение подтверждается табл. 28. Отклонение от указанной закономерности может быть связано с чисто местными причинами — климатическими условиями и пр. Из табл. 28 видно, что параллельно с возрастанием количества воды происходит также увеличение светопреломления стекла.

Таблица 28

Характеристика некоторых месторождений перлита

Месторождение	Возраст	Содержание воды, %	$N_{стекла}$
Новая Зеландия, Северный Остров	Плейстоцен	2,96	1,495
Эройо-Хондо, Нью-Мексико, США	Плиоцен	2,7	1,490
Герцовцы, Закарпатье, СССР	Верхний плиоцен	2,4	1,490*
Ардов, Закарпатье, СССР	Верхний миоцен (сармат)	3,7	1,500
Джрабер-Фонтанское, Армения, СССР	Плиоцен	3—4	1,500—1,503
Арагацкое, Армения, СССР	Олигоцен	2,9—3,3	1,495
Мухор-Тала, Западное Забайкалье, СССР	Верхний мезозой	4,5—5,8	1,498—1,504
Архарлы, Южный Казахстан, СССР	Верхний палеозой	4—6	1,500—1,506

* Показатели преломления стекла из месторождений СССР определены с точностью $\pm 0,002$.

Ранее уже указывалось, что основное различие между перлитами изученных районов определяется качественными особенностями кристаллической фазы. По этому признаку выделен целый ряд подтипов вулканического стекла. Эти подтипы не имеют классификационного значения и в большинстве случаев характеризуют стекло одного извержения, экструдизива или в лучшем случае группы экструдизий. Однако подобная систематика дает материал для сравнения.

В том случае, если в описании встречается выражение «перлит Мухор-Талинского подтипа», имеется в виду вулканическое стекло перлитового типа, состав кристаллической фазы которого тождествен образованием данного месторождения. По-видимому, в данном случае можно говорить о сходных условиях формирования. Ниже приведено описание перлитов в следующих месторождениях: а) Мухор-Талинского; б) Чукотского полуострова (подтип А); в) Чукотского полуострова (подтип Б); г) Герцовского, Закарпатье; д) горы Хаеш, Закарпатье; е) горы Ардов, Закарпатье; ж) Стекловатые породы Восточного Казахстана; з) горы Ташкескен (Таджикская ССР); и) Закавказья (подтип Фонтан-Джрабер — Арагац).

Перлиты Мухор-Талинского месторождения

Описываемый перлит отличается полным отсутствием вкраплеников, кристаллическая фаза представлена микролитами пироксена и магнетита. Содержание кристаллической фазы обычно не велико — от десятых долей до 10%.

В пределах указанного подтипа в свою очередь выделяются сферолитовые и бессферолитовые разновидности (вторичная кристаллизация). По окраске стекла перлиты бывают бутылочно-зеленые, красновато-коричневые и пестрые; по текстурному признаку различается массивное и флюидальное стекло.

Ниже приводится описание типичного неизмененного образца, химический состав которого приведен в табл. 29. Макроскопически это

стекло темно-зеленого цвета, почти не прозрачное (слабо просвечивает в тонких сколах). Судя по химическим анализам, состав стекла липаритово-дацитовый.

Таблица 29

Химический состав перлитов Мухор-Талы (в вес. %)

Окислы	Обр. 1, темно-серое стекло	Обр. 2, красновато-бурое стекло	Обр. 3, бутильочно-зеленое стекло
SiO_2	68,14	66,83	69,39
TiO_2	0,15	0,15	0,12
Al_2O_3	13,97	14,22	13,69
Fe_2O_3	0,60	0,89	1,2
FeO	0,54	0,38	0,38
MnO	—	—	Не обн.
MgO	0,24	0,22	0,19
CaO	0,96	0,88	1,14
Na_2O	4,08	3,87	3,03
K_2O	4,51	4,47	4,65
P_2O_5	0,03	0,02	—
H_2O^-	0,40	0,42	1,37
H_2O^+	5,97	6,34	5,18
Сумма	99,59	99,69	100,34

Аналитики Е. И. Ломейко и М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР.

Вместе с тем стекло обладает несколько повышенной щелочностью. Характерно также значительное содержание Na_2O , что весьма типично для большинства эфузивов Забайкалья.

Кристаллическая фаза представлена магнетитом, пироксеном и сферолитовыми образованиями. Магнетит кристаллизовался первым. Он образует кубики размером до $0,1-1 \mu$. Кристаллики магнетита часто являлись центрами, вокруг которых кристаллизовался более поздний пироксен. Пироксен-авгит представлен кристалликами (характерные ромбовидные и косоугольные сечения) размером $1-10 \mu$.

Авгит представлен магнезиально-железистой разновидностью.

К иному типу кристаллизации относятся сферолиты. В описываемом образце волокнистые агрегаты образуют две параллельные полосы аксиолитового строения. Волокна кальциевого кали-натриевого полевого шпата и тончайшие пластинки тридимита (установлен рентгенометрически) расположены перпендикулярно флюидальности породы. Ширина аксиолитовых полос $0,5 \text{ см}$. Длина аксиолитовых цепочек достигает $20-30 \text{ см}$. В нескольких местах перпендикулярно флюидальности цепочки разорваны. По краю образовавшихся пустот продолжает кристаллизоваться кали-натриевый полевой шпат и тридимит. Тонкая каемка ($0,03 \text{ мм}$) вокруг пустотки представлена чистым кали-натриевым полевым шпатом. Так как расстояние между разорванными звеньями цепочки небольшое, можно сделать вывод, что кристаллизация последних генераций калиевого полевого шпата и тридимита происходила после того, как движение потока практически прекратилось. По всей вероятности, здесь мы имеем дело с кристаллизацией стекла. Когда же аксиолитовые цепочки образуют ритмично повторяющиеся участки, образуется полосчатая полустекловатая порода.

В другом случае кали-натриевый полевой шпат и тридимит образуют обособленные сферолиты, имеющие почковидную или правильную сферическую форму. Стекловатая фаза содержит трещины трех генераций. Трещинки первой генерации представлены сетью параллельных расколов стекла. Длина трещин не более 1 мм. Трещины второй генерации расположены перпендикулярно первым. Они более короткие (0,02—0,1 мм) и встречаются реже. Трещины третьей генерации образуют перлитовую структуру.

Трещины первой и второй генерации образовались при течении стекла. В первом случае стекло уже достигло большой вязкости и реагировало на перемещение образованием расколов вдоль направления течения. При образовании трещин второй генерации стекло полностью утратило пластичность. Сравнительно незначительное перемещение привело к образованию трещин, перпендикулярных направлению его течения. Эти трещины носят более грубый характер. Внутренняя поверхность трещин обеих генераций покрыта кристаллами магнетита. В некоторых случаях магнетит замещен гематитом.

Трещины третьей генерации образуют систему грубо концентрических окружностей, которые пересекают обе ранее названные системы. Участки с перлитовой структурой распределены сравнительно равномерно. Крупные окружности распадаются на более мелкие концентрические. Ядра, расположенные в центре перлитовой структуры, в ряде случаев имеют более темную окраску, нежели ее краевые части. Не одинаков и показатель преломления. В ядре луковицы $N=1,502 \pm 0,002$, в периферической части — $1,504 \pm 0,002$. Вблизи перлитовых трещин стекло слабо двупреломляет. Соответственно изменяется и содержание воды: 4,4% — в ядре и 6,0% — на периферии. В тех случаях, когда стекло внешне однородно, указанной закономерности не наблюдается. Средний показатель преломления не опускается ниже $1,408 - 1,504 \pm 0,002$. Количество воды варьирует от 5 до 6%.

Меньшее распространение имеет бурое вулканическое стекло. Оно, как правило, содержит большое количество флюидальных трещинок (первая генерация), вокруг которых наблюдаются желтовато-красные ореолы. Показатель преломления окрашенного стекла несколько выше, чем бесцветного. Аналогичные ореолы (пленки) наблюдаются и вдоль трещин второй генерации.

Упомянутые ореолы, очевидно, и вызывают бурую окраску стекла. Встречается также сочетание обеих разновидностей стекла. Чередование красновато-коричневых и зеленых прослоев характеризует так называемое пестрое стекло.

Флюидальный перлит определяется наличием тонкой «слоистости». Флюидальность связана с «послойной» концентрацией трещинок первой генерации и микролитов пироксена. Подобные линейно вытянутые участки чередуются с участками сравнительно гомогенного стекла. Флюидальность этого типа, вызванная течением стекла, следует отличать от полосчатости, связанной с вторичной кристаллизацией стекла.

Ритмичное чередование аксиолитовых цепочек уже почти целиком зависит от наличия ранее образованных центров кристаллизации, расположение которых и определяет первичную флюидальность.

Перлит из центральной части Чукотского полуострова (подтип А)

Для одной из разновидностей перлитов Чукотского полуострова (подтип А) характерен следующий петрографический состав (табл. 30).

Размер кристаллических образований варьирует от 0,02 до 1 мм. Характерно, что между этими крайними значениями существуют все

Таблица 30

Минералогический состав стекловатой породы
центральной части Чукотского полуострова (подтип А)

Номер образца	Состав породы	Содержание, %
1710-60	1. Вкрапленники	
	оливин (феррогортонолит)	Единичные зерна
	базальтическая роговая обманка (50% Fe-составляющей)* . . .	8—10
	биотит (железистая разновидность)** . .	5—6
	плагиоклаз (Ab_{23-24})***	12—14
	Сумма	25—30
	2. Основная масса	
	светло-коричневое однородное стекло ($N = 1,503$)	70—75

* Минералогическую характеристику см. в табл. 7. ** См. табл. 8.
*** См. табл. 10.

стадии перехода, причем состав зерен плагиоклаза размером 0,02 и 1 мм приблизительно одинаков. Зональность плагиоклаза выражена очень слабо.

Очевидно, температура в пределах всего интервала кристаллизации плагиоклаза сохраняла примерно постоянное значение. Разница в размере кристаллов, вероятно, связана с увеличением вязкости в результате потери части летучих.

Кроме плагиоклаза, наличие разноразмерных кристаллов характерно также для биотита и базальтической роговой обманки. Крупные и мелкие зерна биотита обладают примерно одинаковым составом. То же самое, судя по оптическим данным, можно сказать и о роговой обманке. Оливин мелких кристаллов не образует. Указанные обстоятельства позволяют выделить два этапа минералообразования: кристаллизация оливина и кристаллизация плагиоклаза, базальтической роговой обманки и биотита. Временной интервал образования последних очевидно совпадает. Для вкрапленников всех размеров характерна довольно сильная резорбция граней. Стекло выполняет в зернах многочисленные заливы весьма неправильной формы.

Чукотский перлит (подтип Б)

Темно-серая стекловатая порода с зеленоватым оттенком. Петро-графический состав представлен в табл. 31.

Резорбция вкрапленников слабая. Размер их 1,5—1,2 мм. Феррагвигит образует правильно ограненные кристаллы, включенные в плагиоклаз. Кристаллизация пироксена несколько предшествовала образованию биотита и плагиоклаза, однако, по всей вероятности, не на много, так как коррозия граней для всех минералов одинакова, т. е. практически почти отсутствует. Стекло, судя по показателю преломления, имеет дацитовый состав.

Таблица 31

Состав стекловатой породы Центральной Чукотки (подтип Б)

Номер образца	Состав породы	Содержание, %
1701-60	1. Вкрапленники ферроавгит* биотит (лепидомелан с 2% оксилипидомела- на)** плагиоклаз (An_{40}) (оп- ределен по углу в зоне $\perp N_p = 27^\circ$)	2—3 6—8 12—14
	Сумма	20—25
	2. Основная масса почти бесцветное стек- ло ($N_{стекла} = 1,503 \pm$ $\pm 0,002$)	75—80

* Минералогическую характеристику см. в табл. 3.

** См. табл. 4.

Перлиты Герцовского месторождения
(Закарпатье)

Перлиты Герцовского потока (обр. 819, 1082) и с. Рокосово (обр. 1126 и 1137а) сходны в петрографическом отношении и выделяются в одну группу — герцовский подтип стекловатой породы. Химический состав перлитов приведен в табл. 32.

Таблица 32

Химический состав (в вес. %)
перлитов Герцовского месторождения,
Закарпатье (по Жукову и др., 1960)

Оксиды	Обр. 1, Герцовцы	Обр. 2, Рокосово
SiO ₂	69,40	70,82
TiO ₂	0,27	0,20
Al ₂ O ₃	14,12	15,49
Fe ₂ O ₃	2,13	1,10
FeO	0,29	0,24
CaO	2,42	2,33
MgO	0,29	0,24
MnO	Следы	Следы
Na ₂ O	4,29	3,82
K ₂ O	4,74	3,37
SO ₃	Следы	Следы
P ₂ O ₅	—	—
П.п.п.	2,51	2,24
Сумма	100,46	99,85

Как и для всех кислых пород Закарпатья, для них характерно повышенное содержание Al₂O₃ и CaO.

Обе разновидности имеют порфировое строение. Особенности минералогического состава представлены в табл. 33.

Наряду с большим сходством составы вкрапленников этих пород несколько различны. Для пород с. Рокосово характерно присутствие отдельных зерен гиперстена. В стекловатых породах Герцовского экструзива гиперстен отсутствует, однако встречаются единичные зерна оливина.

Вкрапленники довольно интенсивно корродированы. В некоторых присутствуют включения буроватого стекла. Характерно, что стекло, образующее включения во вкрапленниках, отличается несколько повышенной основностью по сравнению со стеклом основной массы. Светопреломление стекла включений — $1,506 \pm 0,002$, основной массы — $1,500 — 1,502 \pm 0,002$.

Стекло основной массы обычно содержит кристаллическую фазу микролитового типа. Присутствуют также волокна и точечные выделения

Таблица 33

Перлит Герцовского подтипа

Номер образца	Состав породы	Содержание, %	Размер зерен, м.м.
819, 1082, 1126, 1137а	1. Вкрапленники магнетит, циркон, апатит базальтическая роговая обманка (железистая разновидность)* биотит** плагиоклаз (An_{38-43})***	Единичные зерна 5—6 Единичные зерна 15—20	0,001—0,005 0,5—0,8 0,5—2 0,5—1
	Сумма	20—26	
	2. Основная масса бесцветное или светло-коричневое стекло ($N = 1,502$ и $1,506$) . . . микролиты и кристаллиты плагиоклаза, редкие иголочки амфибола сферолиты, секторы, волокна тридимитово-кристобалитово-калиево-шпатового состава	10—50 10—40 14—30	0,01—0,08 0,001—1,0

* Минералогическую характеристику см. табл. 7.

** См. табл. 8.

*** См. табл. 10.

кали-натриевого полевого шпата обычно в ассоциации с тридимитом и кристобалитом.

Плагиоклаз замещается гидрослюдой, галлуазитом, реже каолинитом, роговая обманка — нонтронитом.

Стекловатые породы гор Хаеш и Пеликан (Закарпатье)

Стекловатые породы горы Хаеш включают три группы генетически различных образований: в первую группу объединены типичные лавовые породы; во вторую — купольные брекчии; в третью — спекшиеся купольные брекчии.

Все указанные породы характеризуются однотипным составом вкрапленников; стекловатая фаза представлена перлитовым стеклом. Химический состав стекловатых пород приведен в табл. 34.

Аналогичный состав вкрапленников (табл. 35) характерен также для экструзива Пеликан, а также для стекловатых пород Баньской Штиарвицы, Чехословакия. В последних содержание биотита достигает 10—12 %. Судя по данным табл. 34, химический состав пород, слагающих оба экструзива, тождествен.

Примесь SO_3 , по-видимому, следует связывать с присутствием равномерно распределенного алюнита.

Стекловатая лавовая порода. Стекловатая часть породы имеет темно-серую, почти черную окраску. Каолинизированные разновидности приобретают беловатый оттенок. Стекло обычно содержит многочисленные кристаллиты. Наиболее характерен волосовидный облик кристаллитов. Вдоль оси кристаллита в виде узелков расположе-

Таблица 34

**Химический состав (в вес. %) стекловатых пород
экструдированных горы Хаеш и Пеликан
(по А. В. Жукову и др., 1960)**

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	72,46	72,50	72,24	72,92	73,82
TiO ₂	0,22	0,21	0,20	—	0,22
Al ₂ O ₃	12,78	14,21	14,02	12,86	12,82
F ₂ O ₃	1,40	1,50	0,98	0,66	0,93
FeO	0,71	0,71	0,64	0,64	0,32
CaO	1,73	1,50	1,31	1,23	1,17
MgO	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,07	0,05	0,07	0,06
Na ₂ O	2,44	2,38	2,26	2,54	2,26
K ₂ O	4,17	3,10	3,90	4,40	4,08
SO ₃	0,00	0,45	0,18	0,50	0,20
P ₂ O ₅	Следы	Следы	Следы	0,00	0,00
П.п.п.	3,72	3,16	4,66	4,84	4,76
Сумма	99,63	99,42	100,47	100,36	100,64

1 — краевая часть потока горы Хаеш, [Мужийово; 2 — гора Хаеш; 3 — горы Пеликан и Шиной; 4 — гора Варна; 5 — гора Пеликан

ны многочисленные утолщения. Судя по светопреломлению, подавляющее количество кристаллитов относится к плагиоклазу олигоклазового андезинового состава. Содержание кристаллитов достигает 2—30%. Довольно часто случаи вторичной кристаллизации рудного минерала по трещинкам.

Таблица 35

**Состав вкрапленников стекловатых пород горы Хаеш
(обр. 329; 341)**

Состав породы	Содержание, %	Размер, мм
Вкрапленники		
плагиоклаз (Ап ₃₈₋₃₉)*	20—25	0,5—2
базальтическая роговая обманка**	Единичные зерна	0,8—1
биотит	То же	0,08—1
Сумма	20—25	

* Минералогическую характеристику см. в табл. 10.

** См. табл. 7.

Купольная брекчия. Макроскопическое описание купольной брекчии приведено выше. Весьма характерно строение мелкообломочной массы, которая служит цементом для крупных обломков стекла. В некоторых случаях (отдельные участки обнажения) обломки ориентированы. Их расположение напоминает структуры течения. Между обломками

ломками наблюдается слабое спекание. Ориентировка пор в более крупных обломках также может совпадать с преобладающим направлением упорядоченной части мелкообломочного материала.

Спекшаяся купольная брекчия. Ранее было указано, что эта порода весьма напоминает лаву. Ориентировка обломков здесь отсутствует, так как формирование брекчии тесно связано с движением перекрывающего лавового потока. При этом обломки скорее стремились приобрести более или менее изометричные очертания.

На табл. VII, 1 отчетливо видно, что основная масса, выполняющая пространство между крупными обломками размером 0,6—5 см, также имеет обломочное строение. Пространство между промежуточной по размеру фракцией (обломки 0,08—0,1 мм) заполнено еще более тонко перетертым массой. Поры, как правило, залечены и имеют вид нитевидных трещинок. Между отдельными обломками наблюдается отчетливое спекание. При этом на контакте обломков стекло несколько меняет состав (появляются белые каемки с более высоким значением светопреломления за счет растворения части микролитов). Содержание воды в неизмененном стекле 3—3,5%. Стекло купольной брекчии обеих разновидностей обычно каолинизировано.

Перлиты ардовского подтипа (Закарпатье)

Петрографические особенности пород района Берегово довольно детально описаны в работе Л. Г. Ткачука, Д. В. Гуржия и Г. Н. Ивановой (Ткачук и др., 1949), однако при этом стекловатые их разновидности рассматриваются несколько схематично.

Таблица 36

Петрографический состав перлита района Ардов (обр. 8; 41б; 45)

Состав породы	Содержание, %	Размер, м.м.
1. Вкрапленники		
плагиоклаз (Ap_{40})* . . .	5—20	
кварц	5—10	0,8—2
гиперстен	Единичные зерна	
Сумма	10—30	
2. Основная масса		
бесцветное стекло ($N = 1,492$)	6—80	—
микролиты плагиоклаза, сферолиты (кали-натриевый полевой шпат + кристобалит)**	2—10	0,01—0,05
	15—50	0,008—5

* Минералогическую характеристику см. в табл. 10.

** См. табл. 13.

Для стекловатых пород района Ардов, а также гор Чепка, Шарок, Керек и Длинная (западный липаритовый массив) характерен однотипный состав вкрапленников. Стекло имеет светло-серую и темно-серую окраску. Петрографический состав породы приведен в табл. 36.

Колебания в содержании воды, вероятно, связаны со степенью кристалличности породы.

Судя по химическому составу, перлиты горы Ардов относятся к липаритовому типу (табл. 37). Западный и северный склоны Ардов сложены крупнопористой стекловатой породой; в восточной части западного липаритового массива преобладают плотные темно-серые перлиты. Размер пор в пористых разновидностях варьирует от 0,1 до 30 м.м. Поры составляют от 10 до 20—30% объема породы.

Таблица 37

**Химический состав (в вес. %) пород горы Ардов
(по Ткачуку и др., 1949)**

Окислы	1	2	3
SiO ₂	72,00	74,34	73,20
TiO ₂	0,18	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	14,03	13,98	13,08
Fe ₂ O ₃	0,98	1,56	2,21
FeO	0,74	0,26	0,12
MnO	—	0,02	0,01
MgO	0,27	0,39	0,26
CaO	1,90	1,10	2,04
Na ₂ O	3,30	4,56	4,26
K ₂ O	2,47	3,61	2,61
SO ₃	Следы	Следы	—
P ₂ O ₅	—	»	Следы
H ₂ O ⁻	0,40	0,24	0,58
H ₂ O ⁺	3,78	0,78	1,63
Сумма	100,05	100,92	100,08

1 — перлит, западный склон горы Ардов; 2—3 — гиалолипарит, гора Ардов

Для пористых перлитов характерен сферолитовый тип кристаллизации. Сферолиты кали-натриевого полевого шпата образуют три генерации. Кали-натриевый полевой шпат первой генерации окаймляет поры, второй генерации — образует мелкие сферолиты в основной массе породы, третьей генерации — замещает стекло межсферолитового пространства, образуя тонковолокнистые и радиолитовые агрегаты. Кали-натриевый полевой шпат первой и третьей генераций обычно ассоциирует с кристобалитом или тридимитом. Кроме сферолитов, мезостазис содержит микролиты плагиоклаза, фиксирующие флюидальность породы. Как для пористого, так и для массивного стекла характерна перлитовая структура.

**Стекловатые породы Восточного Казахстана
(подтип Семей-Тау — Архарлы)**

Среди пород рассматриваемого подтипа мы выделим две основные разновидности: стекловатые эфузивы (лавы) и лавоподобные породы типа сваренного туфа.

Обе разновидности характеризуются весьма близким составом минералов-вкрапленников. Стекловатые эфузивы имеют ограниченное распространение, слагая краевые части экструзивных куполов (восточный участок Архарлынского месторождения). Наибольшее распространение имеют стекловатые породы с характерной эвтакситовой текстурой и пиперноидной структурой основной массы. По химическому составу они относятся к липаритам (табл. 38).

Таблица 38

Химический состав стекловатых пород Восточного Казахстана (в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	73,63	73,50	71,64	72,48	70,61	71,04
TiO ₂	0,86	0,10	0,10	0,14	0,20	—
Al ₂ O ₃	11,14	12,96	13,52	12,78	12,76	12,97
Fe ₂ O ₃	1,69	1,25	1,78	2,84	3,25	0,11
FeO						0,99
MgO	0,07	Следы	0,07	Следы	0,02	0,08
CaO	0,31	0,84	1,42	0,73	1,90	0,72
K ₂ O	3,45	3,35	3,95	2,68	4,26	2,68
Na ₂ O	3,54	3,16	3,36	4,27	4,18	3,38
SO ₃	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	4,33	4,62	5,09	4,17	3,19	7,54
Сумма	99,02	99,78	100,63	100,09	100,37	99,60

1 — Бабеновский участок, Семей-Тау; 2 — Туль-Кули, там же; 3 — Покусаевский, там же; 4 — Гуцалюк, там же; 5 — Ашекульский, там же; 6 — Архарлы, восточный участок.

Анализы 1—5 приведены по Е. М. Шпилькову (1959 г.), анализ 6 — по Русакову и Фремду (1960 г.).

Присутствие SO₃, вероятно, связано со слабой алунитизацией пород, установленной при петрографическом исследовании этих образований. Наибольшее количество летучей фазы содержат перлиты Архарлынского месторождения.

Таблица 39

Петрографический состав стекловатых пород Семей-Тау и Архарлы

Состав породы		Содержание, %	Размер, мм
Семей-Тау	Архарлы		
1. Вкрапленники			
плагиоклаз (An ₂₀)	Плагиоклаз (An ₁₀₋₁₂)	4—16	0,9—2 *
кали-натриевый полевой шпат (Or ₃₄ Ab ₆₆)	Кали-натриевый полевой шпат (Or ₅₅ Ab ₄₅)	6—18	1—2,5 **
кварц	Кварц	8—10	0,4—1,5
биотит	Биотит	Единичные зерна	0,1—1 ***
Сумма		25—35	
2. Основная масса (под микроскопом)			
желтовато-буровое, реже бесцветное стекло ($N = 1,498 - 1,506 \pm 0,003$)		65—75	

* Минералогическую характеристику см. в табл. 10.

** См. табл. 11.

*** См. табл. 7.

Данные, характеризующие петрографические особенности пород, представлены в табл. 39.

К главной особенности стекловатых пород Восточного Казахстана следует отнести наличие во вкрапленниках кали-натриевого полевого шпата и плагиоклаза (двуполевошпатовый тип кристаллизации).

Характер эвтакситовых образований пород Семей-Тау и Архарлы несколько различен.

Семей-тауский «витрофир» — макроскопически массивная стекловатая порода с относительно редкими линзовидными в поперечном сечении включениями бурого стекла или скрытокристаллической породы фельзитового типа. Включения напоминают фиамме игнимбритов Армении. Для Архарлынского месторождения характерно обилие крупных обломков (0,5—6 см) черного стекла, сцепментированных бурым стекловатым же материалом.

Обе разновидности под микроскопом обнаруживают отчетливую пиреноидную структуру. Размер обломков мезостазиса варьирует от 0,05 до 3 мм. Форма обломков изометрично-остроугольная, вытянутая, неправильная и т. д. Преобладают линейно вытянутые обломки,гибающиеся вкрапленники и другие твердые включения. Некоторые обломки по своему строению напоминают сплющенные куски пемзы.

Обломки сварены между собой в плотную лавоподобную массу. Во многих случаях очертания обломков угадываются по тонкой вкрапленности рудного минерала. Вдоль трещинок типа залеченных пор обычно кристаллизуется магнетит и кристаллиты игловидного габитуса. В местах наиболее интенсивной кристаллизации стекло обесцвечивается. Огибание отдельными обломками стекла вкрапленников, наличие пемзы со сплющенным порами, кристаллизация вдоль пор и по краям обломков, а также от краев обломков к центру (как в табл. IX, 6), пиреноидная структура основной массы, наличие линзовидных включений типа фиамме, отчетливое сваривание отдельных обломков — все это признаки сваренного туфа, образующегося при спекании пирокластов. Сочетание этих признаков с особенностями геологического строения позволяет довольно уверенно говорить об образованиях игнимбритового типа.

Стекловатая порода Ташкесен

Макроскопически черное стекло содержит таблитчатые вкрапленники кали-натриевого полевого шпата и кварца. Содержание вкрапленников составляет 5—10%. Размер зерен 0,5—1,5 мм.

Примерный состав кали-натриевого полевого шпата ($N=1,526$) — $Og_{44}(Ab+An)_{56}$ (Tuttle, 1952). Флюидальность стекла связана с полосчатым распределением окраски. Судя по светопреломлению стекла ($N=1,500 \pm 0,003$), порода имеет липаритовый состав.

Перлиты Закавказья (подтип Фонтан-Джрабер — Арагац)

Перлиты Закавказья образуют специфическую группу стекловатых пород. Для рассматриваемого подтипа характерны два основных признака: отсутствие или крайне незначительное количество кристаллической фазы и наличие пористой текстуры.

Вместе с тем перлиты Фонтан-Джраберского и Арагацкого месторождений имеют некоторое различие, обусловленное окраской. В первом случае стекло — пепельно-серое, под микроскопом оно совершенно бесцветное; во втором — чаще всего буроватое или розовое. Состав стекла — липаритовый, реже липаритово-дацитовый (табл. 40). Пористость стекла варьирует от 10—15% в нижней части потока до 25—35% в верхней.

Для перлитов Джрабер-Фонтанского месторождения характерно возрастание пористости снизу вверх в вертикальном направлении. Верхнюю часть разреза слагают пемзовидные перлиты (табл. VII, 2).

Таблица 40

Химический состав перлитов Закавказья (в вес. %)

Оксиды	1	2	3	4
SiO_2	71,20	70,80	70,84	73,00
TiO_2	Следы	Следы	Следы	Следы
Al_2O_3	15,05	15,85	15,79	13,10
Fe_2O_3	0,46	0,16	0,47	0,87
FeO	1,17	1,07	0,89	0,25
MnO	0,30	0,30	0,30	0,30
MgO	Следы	Следы	Следы	Следы
CaO	1,18	1,03	1,13	1,00
Na_2O	2,18	3,10	3,03	3,40
K_2O	4,28	4,06	4,06	4,50
P_2O_5	Следы	Следы	Следы	Следы
CO_2	—	—	—	0,40
П.п.п.	4,06	3,96	3,72	3,10
Сумма	99,88	100,33	100,23	99,82

1—3 — Фонтан-Джраберское месторождение; 4 — Арагацкое месторождение, аналитик М. Г. Замуруев, ИГЕМ АН СССР.

Микропористость перлита Арагацкого месторождения, оцененная визуально, составляет 10—15% площади шлифа. Размер пор 0,01—0,3 мм. Преобладают поры щелевидной и веретеновидной формы, как правило заполненные газом. Стенки пор обычно покрыты мельчайшими ($<0,004$ мм) кристалликами гематита. Розоватая окраска стекла Арагацкого месторождения, по всей вероятности, обусловлена тончайшими пленками гидрогётита, которыми окружены многие поры. Светопреломление стекла $1,495 \pm 0,003$.

Перлитовая структура в стеклах обоих месторождений выражена слабо. Интересны данные о содержании воды и других летучих компонентов. Нами использованы данные 67 определений содержания летучей фазы в стекле Джрабер-Фонтанского месторождения. Летучая фаза определялась прокаливанием фракции 0,008—0,07 мм. Оказалось, что 54% проб содержат 3—4% летучих; 34% — 4—5%; 8% — 5—6% и 4% — 2—3% летучих. Среди летучих компонентов преобладает вода.

Для Арагацкого месторождения характерно несколько более равномерное содержание летучих, порядка 4—6%, причем газы составляют примерно 50% общего состава летучей фазы. Перлит Арагацкого месторождения карбонатизирован.

Стекла и стекловатые породы обсидианово-перлитового типа (мареканит)

В описываемую группу включены породы, стекловатая фаза которых отличается неоднородностью в содержании воды. В наиболее общем выражении этот случай характеризуется наличием ядер обсидиана, погруженных в перлитовую массу. Однако совместно могут встречаться не только обсидиан и перлит, но и две перлитовых фазы. В этом случае мы имеем ядро маловодного перлита (2—4% воды), окруженного массой сравнительно многоводного стекла (4—6% воды). Таким образом, характерной особенностью образований этого типа является наличие двух стекол, одно из них является ядром, другое — цементом. Содержа-

ние воды в ядре может варьировать от 0 до 4%, но оно всегда меньше количества воды в цементе.

Петрографическую разновидность подобного типа принято называть мареканитом¹.

Мареканит — образование не редкое, он встречен во многих районах мира и характеризуется рядом специфических особенностей. Хотя этот термин официально не узаконен, но удобен для характеристики совместно существующих стекол с разным содержанием воды, в частности для характеристики обсидианового ядра по отношению к перлитовому «цементу» или для обозначения двух перлитовых фаз, отличающихся содержанием воды. В этом смысле он будет нами употребляться и далее.

В настоящей работе была описана мареканитовая зона экструзивного купола с. Рокосово, Закарпатье. Из описания ясно, что мареканитовая порода образует зону, занимающую промежуточное положение между массивным обсидианом и почти полностью закристаллизованным липаритом. Таким образом, эта зона приурочена к контакту образований, вязкость которых в период экструзии была различна. Аналогичные условия локализации характерны для мареканита Герцовского (Закарпатье) и Мухор-Талинского (Забайкалье) куполов, а также для ряда зарубежных месторождений. В частности, сюда можно отнести зону мареканита в потоке Клиар Лейк (Калифорния; Friedman a. Smith, 1958), а также в краевой части дайки о-ва Понза (Judd, 1886). К указанному типу, очевидно, относится большинство мареканитовых пород, отмеченных в различных районах. Однако уже сейчас можно говорить о существовании мареканитов и несколько иных типов. Последние характерны для верхней части Арагацкого и Джрабер-Фонтанского месторождений, а также для туфов Заюковского месторождения (Нальчикский район).

В частности, для месторождений Армении характерно наличие плотного обсидиана в массе пористого природно-вспученного перлита. В Заюковском туфе неоднородность в содержании воды проявляется в пределах каждого отдельного обломка.

В настоящей работе описываются мареканиты из пяти районов Советского Союза.

Мареканит Рокосово (Закарпатье)

Порода состоит из двух фаз различно окрашенного стекла, неравномерное распределение которых обуславливает пятнистую окраску. Кристаллическая фаза представлена вкрапленниками, микролитами и сферолитами. Сферолиты вытянуты параллельно флюидальности. Как только что было отмечено, стекло состоит из двух фаз — темно-серой и светло-серой.

Темно-серое, почти черное стекло образует включения, погруженные в светло-серую массу (табл. VII, 3, 4, 5). Включения представлены морфологически неправильными сфероидами и сферическими полиэдрами. Размер включений 0,02—50 мм, чаще 2—8 мм. Распределение сфероидов хаотическое или флюидально-ритмичное.

На поверхности полированной пластинки (табл. VII, 5) отчетливо заметно две немаловажные детали, на характеристике которых следует остановиться подробнее. Во-первых, все без исключения, даже не связанные между собой «включения» темноокрашенного стекла имеют строго определенную ориентировку, т. е. линии течения в каждом «включении» параллельны одному направлению. Указанное обстоя-

¹ Термин введен Палласом для обозначения неправильных сферических ядер водного стекла, обнаруженных в бассейне р. Мареканки, Охотское побережье.

тельство совершенно исключает точку зрения, что перед нами обычная лавобрекция. В этом случае линии в сферидах были бы ориентированы беспорядочно и не совпадали бы с направлением течения в цементирующей массе. Однозначная ориентировка не могла бы сохраниться и при условии, что обособление сфероидов произошло в результате ликвации. Вторая деталь, которую бы хотелось отметить,— влияние флюидалности на распределение сфероидов в породе. Отсюда определенные ритмы в распределении фаз стекла.

Содержание темноокрашенной стекловатой фазы варьирует от 15 до 50%.

Определение воды (H_2O^+) в темно-сером стекле показало, что она присутствует в количестве от 0 до 0,78% ($N=1,492 \pm 0,003$). Светло-серая масса содержит 3,4—4,1% H_2O ($N=1,503 \pm 1,505$). Согласно принятой нами классификации включения представлены обсидианом, цементирующее стекло — перлитом. Макроскопически описанные породы очень напоминают мареканиты гор Вэллис, Нью-Мексико.

Под микроскопом видно различие в строении обсидиановых ядер и перлитового цемента. Темная окраска обсидиана в значительной степени зависит от содержания кристаллической фазы. Ядра, как правило, состоят из стекла, содержащего войлок микролитов и кристаллитов плагиоклаза. Содержание микролитов в ядрах достигает 55—60%, а в основной массе не превышает 25—30% (табл. VII, 3). На этом снимке, так же как и в предыдущем случае, отчетливо видна однородная флюиальная ориентировка микролитов. На табл. VII, 4 показано распадение обсидиановых включений на отдельные перлы. Распадение происходит по трещинкам, причем при этом стекло приобретает более светлую окраску. В верхней части фигуры видны реликты обсидиановых ядер, слагающих центральные части перлитовой структуры. Характерно, что изменение окраски (посветление) связано с уменьшением количества микролитов, возможно, их растворением. Светопреломление обсидиана (центральная часть ядра) составляет $1,492 \pm 0,003$, на границе обсидиана и перлита $N=1,505 \pm 0,003$, в окружающем перлите $1,503 \pm 0,003$.

Таким образом, посветление стекла сопровождается увеличением содержания воды и растворением части микролитов. Растворение в стекле кристаллической фазы обычно происходит при нагревании до достаточно высокой температуры (600—900°). Если затем происходит резкое охлаждение, кристаллическая фаза вновь не образуется. Выше рассмотренные обсидианово-перлитовые пары, очевидно, являются продуктом гидротермальной гидратации первичного вулканического стекла обсидианового типа.

Мареканит Герцового купола (Закарпатье)

В состав темно-серой, почти черной породы входят стекло и кристаллическая фаза. Последняя представлена вкрапленниками плагиоклаза и базальтической роговой обманкой, редко встречаются пироксен и единичные зерна оливина.

Кристаллиты образуют сложное переплетение иглоподобных агрегатов, общее направление которых совпадает с флюиальностью. Стекловатая фаза имеет неоднородное строение. При макроскопическом изучении на фоне темно-серого стекла отчетливо заметны сфероиды черного цвета. Эти выделения чаще всего имеют довольно правильную сферическую форму. Диаметр сфероидов 0,3—5 мм. Поверхность их характеризуется отчетливым перламутровым блеском. При ударе сфероид раскалывается на ядро и серию концентрических скорлупок.

Трещины, отделяющие ядро от окружающей массы, являются наиболее поздними — они пересекают все типы кристаллических образований, в том числе и кристаллиты. Содержание воды в стекле ядра 1,22%, в окружающей более светлой массе — 3,83%. Таким образом, в обоих случаях стекло относится к перлитовому типу. Перлитовая структура хорошо заметна в шлифе. Светопреломление в центральной части ядра $1,493 \pm 0,003$, в краевых концентрах сфероидов — $1,501 \pm 0,003$.

Вдоль краев перлитовых трещин наблюдается слабое двупреломление. Указанные трещинки выполнены буроватым агрегатом крипто-кристаллического строения. Крупные вкрапленники плагиоклаза, присутствующие в породе, окружены тонкими каемками светло-коричневого стекла. Стекло этого же типа образует включения в плагиоклазе. Показатель преломления коричневого стекла несколько выше, чем в окружающей массе. Каемки, вероятно, образовались при реакции между плагиоклазом и жидкостью до ее полного остывания.

Мареканит Мухор-Талы (Забайкалье)

Ранее было указано, что мареканитовая зона расположена в восточной части купола, в нижней части разреза.

В отдельных образцах (табл. VIII, I) темно-зеленые, почти черные ядра мареканита резко выделяются на более светло-зеленом фоне стекла с отчетливо выраженной перлитовой структурой. Темно-зеленые ядра занимают центральные части перлитовых концентров. Размер ядер 2—10 мм. Очертания сфероидов довольно правильные, реже встречаются сферические полиэдры и еще реже ядра почти идеальной шарообразной формы. Водосодержание ядер 4,4%; светло-зеленой массы — 6,0%. Светопреломление меняется от 1,498 — в центральной части ядра до 1,503 — в окружающей массе. Ядро состоит из гомогенного нетрециноватого стекла. Вокруг ядра расположена зона, состоящая из системы концентрических окружностей.

В рассматриваемом образце (детали I и II) видно последовательное развитие сфероидов из участков полиэдрической формы. Контуры полиэдров вписываются в систему пересекающихся вторичных (по отношению к флюидальности породы) трещин. Поверхности ядер в ряде случаев покрыты корочкой опала толщиной 0,01—0,1 мм. Пленки опала заметны также в концентрических трещинах.

Мареканит Арагацкого месторождения

Мареканит Арагацкого месторождения относится к несколько иному типу образований. В данном случае неоднородность стекловатой фазы в первую очередь характеризуется наличием двух текстурных типов стекла — массивного и пористого. Массивное стекло розовато-серой окраски образует обособления эллипсоидальной или неправильной формы размером до 2—40 мм. Обособления погружены в массу пористого стекла, обычного для данного месторождения.

Содержание воды в плотном стекле 0,5—0,6%, что позволяет отнести его к обсидиановому типу; в пористой массе — 3,05%, что соответствует перлиту.

По-видимому, аналогичные образования описаны в четвертичных стеклах Гватемалы, где их происхождение связывают с явлениями контракции при остывании (Ljunggren, 1960). В рассматриваемом случае включения массивного обсидиана залегают в массе пористого природно вспученного стекла и представляют реликтовые участки стекла, по тем или иным причинам не затронутые процессами вспучивания.

Таким образом, различие в текстуре стекла имеет первичный характер. Различие содержания воды в указанных разновидностях связано с их разной восприимчивостью к вторичным процессам и, в частности, к гидратации.

Мареканитовое стекло в витрокластическом туфе (Заюково)

Изученные образцы¹ взяты из туфового горизонта в районе с. Заюково (Кабардино-Балкарская АССР). Условия залегания туфов описаны В. П. Еремеевым и В. П. Петровым (1957). Исследование показало, что мы имеем дело с литовитрокластической разновидностью туфа.

Стекло составляет 60—65% от общей массы обломочного материала. Размер обломков 0,1—7—10 мм. Форма обломков в большинстве случаев изометрична, угловатая. Стекло представлено двумя разновидностями: серым массивным (под микроскопом оно бесцветно) и бурым или темно-серым с флюидальной текстурой. В относительно крупных обломках перлитовая структура отсутствует или выражена очень слабо.

Стекло, слагающее обломки размером 0,1—0,3 мм, в большинстве случаев характеризуется наличием системы концентрических трещин.

При микроскопическом исследовании отмечены следующие детали. В скрещенных николях четко видны две фазы стекла. Одна отличается полной изотропностью, вторая — обнаруживает отчетливое двупреломление. Анизотропный участок имеет вид каемки, оконтуривающей обломок и повторяющей все его очертания (табл. VIII, 2).

В показанном образце анизотропия проявляется только по периферии обломка. Светопреломление стекла на этом участке $1,4935 \pm 0,003$. Во внутренней части обломка оно несколько меньше — $1,487 \pm 0,003$.

При описании мареканитов других районов было показано, что светопреломление зависит от содержания воды. Разница в содержании воды между стеклом внешней и внутренней части обломка составляет приблизительно около 2%. Характерно, что вдоль внутренней границы анизотропной каемки отчетливо намечается трещинка, следующая по ее контуру.

Характерно, что трещинки, пространственно связанные с анизотропными каемками, являются одним из наиболее поздних образований. Они пересекают в том числе и первичные трещинки, которые определяют флюидальную текстуру некоторых разновидностей стекла.

Химический состав мареканитов

Чрезвычайно интересной особенностью подавляющего числа мареканитов является некоторое различие химического состава ядер и цемента, причем характерно, что эта разница не исчерпывается колебаниями в содержании воды. Указанное обстоятельство является наиболее убедительным аргументом сторонников ликвационного происхождения мареканитов (Tanton, 1925).

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы ядра и цемента сведены в табл. 41.

В дальнейшем будет показано, что различие в содержании воды ядра и цемента обусловлено вторичным процессом (гидратацией). Поэтому, если сравнение имеет цель выявить первоначальное различие

¹ Образцы туфа были любезно представлены в наше распоряжение И. В. Тарасовой (Институт «Теплопроект»).

Таблица 41

Химический состав мареканита (в вес. %)

Окислы	1		2		3		4	
	сфериод	цемент	сфериод	цемент	сфериод	цемент	сфериод	цемент
SiO ₂	76,20	71,64	76,35	73,14	71,99	67,49	67,32	62,16
TiO ₂	0,34	0,39	0,09	0,06	0,16	0,18	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	11,33	13,90	12,34	13,41	12,55	13,50	»	»
Fe ₂ O ₃	1,90	2,39	0,47	0,33	1,97	2,47	»	»
FeO	0,28	0,18	0,60	0,20	2,12	2,14	»	»
MgO	0,20	0,25	0,03	0,08	0,62	0,78	»	»
CaO	0,92	1,17	0,38	0,58	1,91	2,49	»	»
Na ₂ O	2,75	2,41	4,29	4,28	3,36	2,94	»	»
K ₂ O	3,42	3,85	4,39	4,31	3,98	4,17	»	»
H ₂ O ⁺	1,81	2,28	0,91	3,10	1,22	3,83	4,4	6,0
H ₂ O ⁻	0,28	2,00	Следы	0,12	Следы	0,29	—	—
Другие летучие	0,56	—	0,02	0,01	—	—	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,99	100,46	99,87	99,62	99,88	100,28		

1 — Агат Пойнт, оз. Верхнее (Tanton, 1925); 2 — Керро Ноу Эгьюа, Нью-Мексико (Shepherd, 1938);
3 — Герцовцы, Закарпатье; 4 — Мухор-Тала, Забайкалье.

Анализы 3 и 4 выполнены М. Г. Замуруевой, ИГЕМ АН СССР.

Таблица 42

Химический состав мареканита *, пересчитанный на безводное вещество (в вес. %)

Окислы	1		2		3		4	
	сфериод	цемент	сфериод	цемент	сфериод	цемент	сфериод	цемент
SiO ₂	78,30	74,80	77,10	75,80	72,90	70,00	70,4	68,2
TiO ₂	0,34	0,39	0,09	0,06	0,16	0,18	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	11,70	13,70	12,40	13,90	12,70	14,00	»	»
Fe ₂ O ₃	1,90	2,49	0,47	0,33	1,99	2,50	»	»
FeO	0,21	0,18	0,70	0,20	2,14	2,20	»	»
MgO	0,20	0,25	0,03	0,08	0,62	0,80	»	»
CaO	0,92	1,20	0,38	0,58	1,93	2,50	»	»
Na ₂ O	2,82	2,50	4,30	4,40	3,41	3,00	»	»
K ₂ O	3,51	4,02	4,43	4,40	4,03	4,30	»	»
Сумма	99,90	99,53	99,90	99,75	99,88	99,48		

* Анализы те же, что в табл. 41.

химических составов ядра и цемента, то анализы должны быть пересчитаны на безводное вещество (табл. 42). Говоря о различии составов ядра и цемента, сторонники ликвации обычно указывают на содержания SiO₂ и щелочей. Эти различия крайне не значительны: для SiO₂ — 1,3—3,5%; для K₂O — 0,25—0,5%; для Na₂O — 0,1—0,4% и для железа 0,6—1,6%. Таким образом, разница в содержании R₂O практически находится в пределах ошибки опыта. Разница в SiO₂ также не дает основания для отнесения рассматриваемых образований к различным видам стекла. Различие в содержании SiO₂ и Fe (FeO + Fe₂O₃) обусловлено постгенетическим изменением породы. Например, очень многие сфероиды стекла покрыты тончайшей оболочкой опала или со-

держат пустотки с кристаллами кристобалита или тридимита. Повышенное содержание железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) в цементе мареканита из с. Герцовцы совершенно отчетливо зависит от вторичного изменения породы. В частности, перлитовые трещинки, как правило, выполнены или гидроокислами железа, или вторичными минералами типа нонтурнита.

ПОРОДЫ, ОБРАЗОВАННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТЕКЛА

Вторичные изменения вулканического стекла до настоящего времени изучены чрезвычайно слабо. В литературе очень часты случаи, когда с процессом расстекловывания отождествляют как самопроизвольную кристаллизацию стекла, так и его метаморфизм. Одной из причин такого неоправданного объединения совершенно различных процессов, по-видимому, является желание подчеркнуть специфику минералообразования в стекле. В данной работе указанные процессы разделены по генетическому признаку. Автор различает продукты кристаллизации вязкой стеклоподобной лавы, хрупкого стекла (девитрификаты) и продукты метаморфизма стекла.

Девитрификаты

В этом разделе приводится характеристика пород, которые, по нашему предположению, образовались при кристаллизации стекла, его расстекловывания. Породы обладают целым рядом петрографических признаков, по которым можно уверенно говорить о том, что кристаллизация происходила в стекле, после того как оно утратило способность к течению и на проявление механических деформаций реагировало как хрупкое тело. Таким образом, стекло на этой стадии остывания, очевидно, обладало всеми признаками горной породы, именуемой вулканическим стеклом. При остывании горячего вулканического стекла в отдельных участках тел возникали благоприятные условия для консервации тепла. Длительный процесс остывания стекла вызвал кристаллизацию и привел к образованию весьма характерных типов структур: фельзитовой, аксиолитовой и фельзо-сферитовой. Соответственно выделяются следующие породы: фельзиты и криптофельзиты, липариты с аксиолитовой структурой основной массы и липариты с фельзо-сферитовой основной массой.

В дальнейшем явления девитрификации мы разделяем на две стадии: первичную и вторичную девитрификацию. К первичной относятся явления кристаллизации, протекающие в твердом стекле в процессе его остывания, к вторичной — самопроизвольная кристаллизация «холодного» стекла в результате его старения. Ниже следует характеристика пород, образование которых происходило в стадию первичной девитрификации.

Фельзиты

Детальное изучение показало, что кроме традиционного кварцево-полевошпатового фельзита существуют и другие минерологические разновидности. В районе сел Рокосово и Герцовцы довольно широко распространён кристобалитово-полевошпатовый фельзит. В районе Мухор-Талы нами описан фельзит тридимитово-полевошпатового состава.

Кристобалитовый фельзит (с. Рокосово)

Розовато-серая афанитовая порода флюидальной текстуры. Флюидальность обусловлена чередованием массивных темно-серых полос с пористыми полосами более светлой окраски (табл. IX, 1). В породе выделяются два типа кристаллических образований — микролиты

и фельзитовый агрегат. Микролиты представлены беспорядочно или направленно ориентированными табличками плагиоклаза и иголочками пироксена. Фельзитовая основная масса как бы цементирует все названные образования.

Под микроскопом отчетливо видно фельзитовое строение темных полос породы. Фельзитовый агрегат состоит из точечных выделений щелочного полевого шпата и кристобалита. В скрещенных николях агрегат обнаруживает слабо анизотропное строение. Вследствие довольно интенсивной пелитизации агрегат имеет буроватую окраску.

Полосы, обладающие пористой текстурой, имеют более отчетливую зернистость. Края пор покрыты корочками кристаллов кристобалита и реже тридимита. При перемещении шлифа вкрест флюидальности можно проследить переход зернистого кристобалита в точечные выделения, слагающие фельзитовую часть породы. В ряде других шлифов (см. табл. II, 2—3), также весьма отчетливо наблюдается переход от чисто кристобалитовых зон (вблизи пор) к участкам фельзитового и микрофельзитового строения. Таким образом, участие кристобалита в строении фельзитового агрегата несомненно. Влиянием кристобалита также обусловлено низкое светопреломление агрегата ($N=1500\pm0,003$). Содержание кристобалита (светлый фон между точечными образованиями полевого шпата), по всей вероятности, составляет около 25—30 %. Кроме фельзита, широко распространены также криптофельзитовые разновидности. В криптофельзите в отличие от микрофельзита отдельные зерна совершенно не различимы даже при увеличении в 900 раз.

При вращении столика микроскопа в криптофельзите наблюдается слабая анизотропия. Характерно, что при угасании и просветлении агрегат ведет себя как одно зерно. В ряде случаев характер угасания свидетельствует о переходе к микрофельзитовому типу. Светопреломление криптофельзитового агрегата колеблется в пределах $1,500—1,502\pm\pm0,003$. Указанные колебания, очевидно, обусловлены колебаниями в содержании кристобалита. Криптофельзитовые агрегаты образуют весьма характерные структуры замещения или, правильней, девитрификации (табл. IX, 2). В стекловатой зоне можно наблюдать все стадии перехода от единичных ореолов вокруг вкрапленников до сплошных фельзитовых агрегатов. Несколько более полная степень кристалличности характерна для кристобалитово-полевошпатовых агрегатов, окаймляющих поры. На табл. IX, 3 отчетливо видно, что пучки волокон сферолитов нарастают на стенках пустот, но ориентированы они не внутрь пустот, как при свободной кристаллизации, а в сторону стекла. Таким образом, мы имеем один из случаев кристаллизации стекла. Возникновение кристаллических образований в данном случае объясняется большей энергией кристаллизации на границе двух сред. Характерно, что поры имеют правильные округлые очертания. Указанное обстоятельство свидетельствует о кристаллизации после полного прекращения движения лавы. В табл. 43 приведены химические анализы фельзитового вещества, имеющего форму сферолита или окаймления порового пространства. В табл. 43 также приведены результаты нормативного пересчета анализов (молекулярная норма Ниггли). Попарное сравнение образцов позволяет выделить два типа сферолитов.

Сферолиты первого типа по составу довольно значительно отличаются от основной массы (обр. 1 и 1а). Состав сферолитов второго типа практически тождествен составу основной массы (обр. 2 и 2а). В первом случае условия кристаллизации сферолитов, очевидно, были близки к равновесным (медленное остывание потока), во-втором — кристаллизация происходила в неравновесных условиях (быстрое остыва-

Таблица 43

Химические анализы сферолитового вещества и остаточных стекол (в вес. %)

Оксиды	1	1а	2	2а	3
SiO ₂	76,22	71,83	72,41	73,70	73,30
TiO ₂	0,26	0,29	0,16	0,11	0,18
Al ₂ O ₃	12,79	12,62	12,62	11,85	14,16
Fe ₂ O ₅	1,79	2,60	2,22	0,24	2,14
FeO	0,08	1,19	0,88	0,99	0,42
MnO	0,02	0,02	Следы	0,03	0,01
MgO	0,15	0,46	То же	0,04	0,18
CaO	1,36	1,54	1,40	1,48	1,14
K ₂ O	0,73	4,67	3,78	4,58	2,31
Na ₂ O	4,73	2,38	2,55	2,45	3,99
H ₂ O ⁺	1,38	3,81	1,85	4,12	2,43
H ₂ O ⁻	0,13	0,12	0,83	0,30	0,06
CO ₂	—	—	0,19	0,28	—
Сумма	99,64	99,53	98,89	100,17	100,32

Молекулярный нормативный состав (по Ниггли)

Q	43,2	36,2	40,8	38,4	40,82
Or	4,5	29,5	23,5	29	13,5
Ab	40,5	22,5	24,6	23,5	36,5
An	7,0	8	7	8,0	4,4
En	0,2	1,2	—	—	0,56
Mt	1,2	1,1	1,5	1,8	1,6
Il	0,2	0,4	0,4	—	0,2
Cor	3,2	1,1	2,2	0,1	4,9

Состав нормативного полевого шпата

| Or₉Ab₇₈An₁₃ | Or₄₉Ab₃₉An₁₂ | Or₄₂Ab₄₆An₁₂ | Or₄₇Ab₄₀An₁₃ | Or₂₄Ab₆₇An₉

1 — сферолит, переходная зона, гора Мужайловская (Закарпатье); 1а — стекла из межсферолитового пространства, там же; 2 — сферолитовое вещество, окаймляющее поры, гора Чепка; 2а — стекло, там же; 3 — лиофиза, поток вблизи села Затишья.

ние потока). Дифференциация вещества практически отсутствовала.

Весьма характерно, что, по данным химического анализа, более кислый состав сферолита (обр. 1), по сравнению с остаточным стеклом (1а), не противоречит общей схеме кристаллизации природных силикатных расплавов. Кажущиеся противоречия легко устраняются при сравнении составов нормативных полевых шпатов сферолита и остаточного стекла. В первом случае кристаллизуется калийсодержащий альбит или даже альбит-олигоклаз (обр. 1), во втором — состав потенциального полевого шпата соответствует кальцийсодержащему анортоклазу (обр. 1а).

Тридимитовый фельзит Мухор-Талы

Желтовато-белая или светло-коричневая порода макроскопически имеет афанитовый облик. Под микроскопом она обнаруживает фельзитовое строение. Фельзитовый агрегат состоит из волокон калийнатриевого полевого шпата и тончайших пластинок тридимита. Последний

расположен в интерстициях между отдельными волокнами. Величина пластинок в наибольшем измерении не превышает 0,5—1 μ . Тридимит определен рентгенометрически. Полученная рентгенограмма обнаруживает хорошее совпадение с эталонным образцом тридимита. Присутствие тридимита вызывает уменьшение среднего светопреломления агрегата по сравнению с чистым кали-натриевым полевым шпатом ($N=1,503-1,508 \pm 0,003$). Очень часто встречаются структуры девитрификации, для которых характерно присутствие стекла в виде реликтов. В некоторых случаях фельзитовый агрегат образует две генерации. Состав фельзита первой и второй генерации, по всей вероятности, идентичен.

Весьма своеобразной разностью фельзита является аксиолитовая разновидность (табл. IX, 4). Центры кристаллизации аксиолитовых цепочек совпадают с ранее образованными кристалликами пироксена или магнетита. Цепочки этих кристалликов определяют направление линий течения.

Характерно, что оси отдельных волокон расположены перпендикулярно к направлению линий течения. Указанная структура могла образоваться только после полного прекращения перемещения материала. Так же, как и в предыдущем случае, волокна состоят из полевого шпата и тридимита.

Фельзосферит Мухор-Талы

Фельзосферит, по Фогельзангу,—сфериодальное обособление, состоящее из плохо индивидуализированных волокон полевого шпата и кварца. В ряде последних работ показано, что роль кварца могут выполнять и другие модификации SiO_2 — кристобалит или тридимит. Морфология фельзосферитов Мухор-Талы различна. В одном случае это правильные или несколько деформированные сфероиды (табл. X, 1), в другом — почковидные агрегаты (табл. X, 2), в третьем — цепочки, сливающиеся в одну сплошную линию. Диаметр отдельного сфероида может варьировать от десятых долей миллиметра до 80 мм.

По особенностям внутреннего строения фельзосфериты разделяются на две группы. В первую группу входят простые сферолиты, состоящие из радиально-лучистого агрегата кали-натриевого полевого шпата и тридимита. Вторая группа состоит из сферолитов сложного строения. Сферолит, изображенный на табл. X, 1, состоит из двух зон. Первая зона (A) имеет простое строение. Внутренний сферолит (A) по периферии окаймлен пустоткой, имеющей форму полумесяца. Выпуклая сторона пустотки явилась поверхностью зарождения кристаллов более поздних сферолитов (зона B). Сферолиты зоны B образуют своеобразное «ожерелье» вокруг простого сферолита.

В другом случае центральная часть зонального сферолита сложена мелкими сравнительно изометричными полными и неполными сферолитами ($d=0,5-0,8$ мм). Краевые части состоят из множества волокнистых пучков, направленных от центра к периферии фельзосферита. Основанием для каждого отдельного пучка служит пустотка. Пустотки выполнены кристалликами кварца характерной пластинчатой формы. Пластинки, очевидно, представляют параметрофазы кварца по тридимиту. Каждый пучок состоит из волокон кали-натриевого полевого шпата и тончайших пластинок тридимита. Как уже указывалось, наиболее простой формой фельзосферита является полный сферолит радиально-лучистого строения. Его центральная часть также состоит из агрегата, частицы которого имеют сравнительно изометричную форму. От ядра радиально отходят длинные тонкие волокна. Волокна расположены очень плотно друг к другу. Однако в интерстициях между

ними присутствует вещество с заметно меньшим светопреломлением и слабым двупреломлением.

Рентгеновское исследование показало отчетливые линии тридимита (см. табл. 14). В тех случаях, когда ширина волокон полевого шпата достигала десятых долей процента, удалось замерить показатель преломления ($N=1,526 \pm 0,002$). Таким образом, вполне уверенно можно

Таблица 44

Химический состав сферолитов и остаточного стекла
(в вес. %)

Оксиды	1	1а	1б
SiO ₂	74,08	73,59	67,95
TiO ₂	0,11	0,08	0,66
Al ₂ O ₃	13,79	14,78	14,03
Fe ₂ O ₃	1,22	1,20	3,17
FeO	Не обн.	1,52	0,09
MnO	0,02	Не обр.	Следы
MgO	0,21	»	0,31
CaO	0,71	0,75	0,78
Na ₂ O	4,89	3,22	2,97
K ₂ O	3,72	2,51	3,74
H ₂ O ⁺	1,09	1,36	4,96
H ₂ O ⁻	0,49	0,87	0,92
Сумма	100,33	99,88	99,58
Нормативный состав (молекулярная норма Ниггли)			
Q	28,9	41,6	36,0
Or	21,51	15,5	24,0
Ab	44,5	31,0	29,0
An	2,8	3,2	3,2
En	1,4	—	0,8
Mt	0,8	2	2,0
Cor	1,09	6,7	5,0

Состав нормативного полевого шпата
| Or₃₁Ab₆₄An₅ | Or₃₁Ab₆₆An₃ | Or₄₂Ab₅₁An₇

1, 1а — сферолит, нижняя часть потока Мухор-Тала; 1б — стекло между сферолитами.

Аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР.

говорить, что сферолит представляет тончайшее прорастание кальций-содержащего кали-натриевого полевого шпата и тридимита. Химические анализы сферолитов стекла из межсферолитового пространства приведены в табл. 44. Данные нормативного пересчета свидетельствуют, что сферолитовое вещество практически мало отличается от межсферолитового стекла. Очевидно, прилегающее к сферолиту стекло несколько обедняется натрием. Однако полевые шпаты сферолитов содержат больше альбита, нежели нормативный полевой шпат остаточного стекла.

Очевидно, в процессе кристаллизации прилегающее к сферолиту стекло несколько обедняется натриевым компонентом.

Кварцево-полевошпатовый фельзит (Казахстан)

Фельзит состоит из кали-натриевого полевого шпата и кварца. От ранее описанных разновидностей фельзит данного состава отличается более высоким светопреломлением ($N=1,532-1,534$). Для фельзитового агрегата характерно мозаичное погасание, он как бы распадается на отдельные разновременно угасающие блоки. Замещение сферолитов фельзитовым агрегатом отмечалось также Воловиковой (1955) для сферолитовых пород Кураминского хребта.

Липариты

Со стекловатыми породами связаны весьма своеобразные разновидности липаритов. В отличие от фельзитов отдельные минеральные индивиды здесь в достаточной степени индивидуализированы. Встречаются породы и переходного типа (между липаритом и фельзитом).

Для Забайкалья характерны две близкие разновидности липаритов. Липариты Мухор-Талинского района имеют розовую окраску и отчетливое флюидальное строение. Флюидальность обусловлена чередованием полос с разной степенью индивидуализации вещества. Наблюдается перемежаемость полос фельзитового и гранофирового строения или сферолитового (аксиолиты) и гранофирового. Гранофировые участки состоят из кварца и кали-натриевого полевого шпата ($\text{Or}_{38-55}\text{Ab}_{45-62}$) (обр. 308, 310, 352, табл. 12). Кроме указанных минералов, изредка встречаются биотит и роговая обманка. Фельзитовые участки, очевидно, имеют тот же состав. Состав Мухор-Талинского фельзита (аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР) следующий: $\text{SiO}_2 - 72,04\%$; $\text{MnO} - \text{не обнаружено}$; $\text{TiO}_2 - 0,06\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,45\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1,57\%$; $\text{FeO} - 0,09\%$; $\text{CaO} - 0,17\%$; $\text{K}_2\text{O} - 4,27\%$; $\text{Na}_2\text{O} - 5,03\%$; $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,58\%$; $\text{H}_2\text{O}^- - 0,71\%$. Сумма — 99,97. Так же как и все породы Забайкалья, липарит характеризуется повышенным содержанием Na_2O . В целом состав липарита близок составу фельзосферитовой части стекловатой породы.

В липаритах Закульгинского месторождения преобладают сферолитовые и аксиолитовые структуры. Полосчатость породы определяют аксиолитовые цепочки фельзитового типа. На них нарастают более крупные волокна с довольно отчетливыми выделениями кварца. Полевошпатовая составляющая в обеих структурных разновидностях идентична ($\text{Or}_{66}\text{Ab}_{34}$) (обр. 512-59, табл. 12). Третья структурная разновидность характерна для вытянутых параллельно флюидальности пустот, стенки которых инкрустированы натровым ортоклазом ($\text{Or}_{94}\text{Ab}_6$) (обр. 512-59, табл. 12). Весьма характерна ориентировка волокон полевого шпата, направленная перпендикулярно флюидальности.

Сходные в структурном отношении липариты встречены в Армении (Джрабер-Фонтанское месторождение) и в Южном Казахстане (Архарлы).

Девитрифицированный туф

Девитрифицированные после дробления обломки вулканического стекла впервые были описаны Коулом (Cole, 1888) при исследовании стекловатых пород Роче Роза (о-в Липари). Коул отметил своеобразную кристаллизацию от края обломка к центру. Аналогичные образования (гребенчатые структуры) были описаны Маршаллом (Marshall, 1935) в сваренных туфах Новой Зеландии. Впоследствии этот тип кристаллизации неоднократно описывался в различных районах мира.

Девитрифицированные туфы (Южного Казахстана) залегают в верхней части (по вертикали) покрова сваренных туфов (Семей-Тау, Архарлы). Макроскопически порода несколько напоминает сильно брекчированный фельзит. Однако наличие характерных линзовидных обломков, ориентированных параллельно полосчатости, позволяет без особого труда определить закристаллизованную разновидность сваренного туфа. Под микроскопом отчетливо видна пирокластическая природа мезостазиса. Обломочный характер основной массы в ряде случаев затушеван вторичной кристаллизацией. Причем один сферолит может захватывать несколько более мелких обломков. Указанное обстоятельство свидетельствует о том, что перед началом кристаллизации обломки были плотно сварены между собой. Контуры последних хорошо заметны при одном николе. Размер обломков основной массы — 0,008—0,08 мм. Более крупные обломки достигают 0,1—20 мм. На табл. IX, 5 видно, что кристаллизация происходила после их образования. Кристаллизация распространялась от периферии обломков к центру. Волокнистые агрегаты аксиолитового типа состоят, по всей вероятности, из кварца и кали-натриевого полевого шпата ($N_{cp} = 1,535 \pm 0,003$).

Девитрифицированная купольная брекчия горы Хаеш (Закарпатье)

Порода состоит из крупных угловатых обломков и мелко- и тонкобломочного мезостазиса. В отличие от предыдущего образца, обломки расположены беспорядочно. Характер кристаллизации аналогичен описанному выше (табл. IX, 6). Сферолитовые агрегаты состоят из тонких волокон кали-натриевого полевого шпата и тридимита или кристобалита. Волокна окаймляют периферическую часть обломка. Они ориентированы, так же как и в предыдущем случае, от его краев к центру. По составу продукты кристаллизации обломков стекла полностью идентичны сферолитовым образованиям описанных выше пород Закарпатья.

Девитрифицированная лавовая брекчия Барун-Аршан (Забайкалье)

Темно-серая, почти черная порода; состоит из литоидных обломков и стекловатого цемента. В сравнительно гомогенном стекле ($N = 1,500$) присутствуют многочисленные микролиты пироксена. В обломках полностью закристаллизованного стекла сохраняются реликты флюидалного строения. Так же, как и в предыдущем случае, кристаллизация обломка происходила от периферии к его центральной части. Волокнистые агрегаты имеют тридимитово-полевошпатовый состав.

Породы, образовавшиеся в результате метаморфического изменения стекла

В настоящей работе описываются измененные первично стекловатые породы ряда районов Советского Союза, в частности, Забайкалья, Крыма, Закарпатья и Казахстана.

Измененные стекла Забайкалья, Закарпатья, Крыма и Казахстана входят в зону контактовых ореолов, окаймляющих отдельные экструзивные купола.

Адулярово-кристобалитовые породы

Адулярово-кристобалитовые породы обнаружены в Забайкалье (Мухор-Тала), Закарпатье (район с. Запсонь) и в Казахстане (Архарлы). Наиболее детально изучены породы Забайкалья. Ниже приводится описание двух

тических образцов (обр. 221 и 223). Макроскопически порода имеет кремовую, местами буроватую или зеленоватую окраску. Химический состав породы приведен в табл. 45.

Геологическое положение образцов таково, что они характеризуют две последовательно расположенные зоны, отличающиеся по степени метаморфизма. Весьма показательно отсутствие Na_2O . Содержание K_2O достигает 9–13%. Петрографические особенности адулярово-кристобалитовых пород представлены в табл. 46.

Таблица 45

Химический состав (в вес. %)
адулярово-кристобалитсодержащих
пород (Мухор-Тала, Западное
Забайкалье)

Оксиды	Обр. 221	Обр. 223
SiO_2	74,70	68,20
TiO_2	0,30	0,32
Al_2O_3	11,52	15,33
Fe_2O_3	2,24	1,00
FeO	—	—
MgO	Следы	0,47
MnO	0,08	Следы
CaO	1,35	1,45
Na_2O	Следы	Следы
K_2O	9,26	12,78
P_2O_5	Следы	Следы
SO_3	»	»
П.п.п.	0,37	0,82
Сумма	99,82	100,37

Анализы выполнены в химической лаборатории «РОСНИИМС».

нных обломков и тонкообломочной массы различен. Крупные обломки (0,5–6 см) утратили угловатую форму и приобрели полигональные очертания, напоминающие перпендикулярные сечения призмы правильного ограненного кристалла. Они имеют белую, кремовую, иногда

агрегат кристобалита и адуляра развивается по стеклу. Характерно, что кристобалитовые участки локализуются вблизи перлитовых трещин, повторяя их очертания (табл. IV, 2).

Минералогически обр. 221 отличается от обр. 223 несколько более высоким содержанием кристобалита. Сферолиты кали-натриевого полевого шпата и тридимита, присущие в подобных стеклах, обычно не изменены или изменены очень слабо.

Пустоты, наиболее часто встречающиеся среди волокон кали-натриевого полевого шпата и тридимита, выполнены пластинчатыми агрегатами гейланита и реже морденита. Кроме цеолитов, присутствуют опал и халцедон.

Интересны разновидности сильно измененных туфов, первично стекловатая природа которых не вызывает сомнения. Характер изменения круп-

Таблица 46

Петрографический состав адулярово-кристобалитовых пород

Состав породы	Размер зерен, мм	Содержание, %
Кристобалит	0,008–0,01	20–40
Адуляр	0,01–0,08	60–70
Цеолиты*	0,02–0,006	2–8

* Минералогическую характеристику см. в табл. 15.

розоватую окраску. Эти обломки состоят из тонкозернистого агрегата адуляра и кристобалита. В сравнительно небольшом количестве присутствуют цеолиты и алюмокремнеземистый гидрогель.

Тонкообломочная масса имеет темно-зеленую окраску. В ее состав входят монтмориллониды, алюмокремнеземистый гидрогель и цеолиты. Адуляры содержащие породы с кристобалитом также присутствуют в измененных фельзитах краевой части Косино-Запсоньского экструзива.

В отличие от предыдущего описания здесь, кроме адуляра и кристобалита, присутствуют волокнистые и радиально-лучистые агрегаты гидрослюды с отчетливым зеленовато-желтым плеохроизмом (по Ng). Порода, состоящая из адуляра и гидрослюды с примесью опала и морденита, встречена в стекловатом комплексе Мухор-Булыкского экструдизива (Западное Забайкалье). Вдоль перлитовых трещин развивается гидрослюда. Пространство между концентрическими агрегатами гидрослюды выполнено неправильными зернами адуляра ($Np=1,519$; $Ng=1,527$). Центральные части перлитовой отдельности состоят из опаловидного вещества, переполненного буроватыми агрегатами морденита.

Отдельные кристаллики адуляра также встречены среди измененных стекловатых эфузивов Крыма и Южного Казахстана.

Цеолитово-монтмориллонитовые породы

Цеолитово-монтмориллонитовые породы встречены в Забайкалье (Мухор-Тала и Закульта). Локальные участки развития этих пород отмечаются также в Закарпатье.

По минералогическим особенностям породы первых двух районов очень близки. Химический состав измененных пород приведен в табл. 47.

Таблица 47
Химический состав цеолитово-монтмориллонитовых пород
Мухор-Тала (в вес. %)

Оксиды	обр. 2 *	обр. 225 **	обр. 216 *
SiO ₂	70,24	67,60	67,65
TiO ₂	0,27	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	14,09	12,97	13,58
Fe ₂ O ₃	0,69	0,67	1,10
FeO	0,28	0,76	0,49
MnO	—	0,05	—
MgO	0,24	0,40	0,32
CaO	1,24	1,60	1,40
Na ₂ O	2,99	2,00	2,85
K ₂ O	4,93	4,98	4,52
P ₂ O ₅	0,03	—	0,03
SO ₃	Не обн.	—	Не обн.
H ₂ O-	1,30	3,28	1,97
H ₂ O ⁺	3,35	5,13	5,55
Сумма	99,65	99,60	99,61

* Аналитик М. Г. Замуруева, ИГЕМ АН СССР.

** Аналитик Л. П. Царева, ИГЕМ АН СССР.

Химические анализы, приведенные в табл. 47, практически мало отличаются от анализов неизмененного стекла. Монтмориллонитированные разновидности характеризуются повышенным содержанием воды и некоторым преобладанием K₂O над Na₂O, в то время как в неизмененном стекле обычно наблюдается обратная картина.

Вариации минералогического состава представлены в табл. 48.

Таблица 48

Состав цеолитово-монтмориллонитовых пород

Минералы	Размер зерен, мм	Содержание, %
Монтмориллоид (содержание нонтронитовой молекулы 14—60%)*	0,05—0,08	10—60
Алюмокремнеземистый гидрогель (выщелоченное стекло)	—	0—80
Цеолиты	0,001—0,1	10—20
Адуляр**	0,01—0,08	Единичные зерна
Кристобалит	0,02—0,08	2—4
Опал	—	—
Халцедон	—	0—14

* Минералогическую характеристику см. в табл. 19.

** См табл. 15.

Из табл. 48 видно, что для ряда измененных пород характерны два крайних члена. К первому относятся породы с резким преобладанием монтмориллонита, ко второму — алюмокремнеземистого гидрогеля. Цеолиты обычно присутствуют как в первой, так и во второй группе пород. Далее следует описание двух характерных представителей каждой из упомянутых групп.

В состав породы (обр. 225) входит до 60—65% монтмориллоидов, 25—30% метаколлоидного вещества (алюмокремнеземистый гель) и 8—12% цеолитов. Минералы группы монтмориллонита, как указывалось ранее, образуют специфические агрегаты, фиксирующие концентрические трещины перлитовой отдельности (табл. V, 6). Вдоль трещин, как правило, развивается зональный монтмориллоид с повышенной железистостью. Стекловатая масса замещается менее железистыми разновидностями.

Пространство между агрегатами монтмориллонита представлено метаколлоидным веществом. Наиболее вероятно, что последнее представляет сильно гидратированное, частично выщелоченное стекло с характерной оптической анизотропией. В центральных концентрах выщелоченное стекло или алюмокремнеземистый гидрогель, так мы будем называть это образование, окончательно распадается на опаловидный гель и иголочки морденита. Морденит кристаллизуется по характерным трещинам дегидратации (табл. IV, 3). Процесс последовательного выщелачивания стекла с образованием типичного гидрогеля был описан выше. Судя по химическим анализам (табл. 47), происходит выщелачивание натрия. Калий и кальций, очевидно, фиксируются при образовании соответствующих разновидностей морденита. Очень часто в процессе кристаллизации геля и при его усыхании образуются пустотки неправильной формы. Края пустоток инкрустируются кристалликами и иголочками цеолитов.

Выщелоченное стекло (обр. 216) составляет до 70% от общей массы породы. На общем светлом фоне шлифа отчетливо выделяются темно-зеленые агрегаты нонтронитоподобного монтмориллоида. Неизмененное стекло светло-коричневой окраски имеет характер реликтов. К описанной группе пород также следует отнести трасс горы Святой, Кара-Даг (Крым). Макроскопически это светло-зеленая массивная или брекчийевидная порода.

Под микроскопом отчетливо виден обломочный характер основной массы. Обломки целиком замещены агрегатом коллоидного вещества.

хлорита, монтмориллоноидов и цеолитов. Коллоидное вещество обладает отчетливым двупреломлением, связанным, вероятно, с напряжениями. По внешним признакам это вещество напоминает алюмокремнеземистый гидрогель Мухор-Талы.

Химические анализы (табл. 49) свидетельствуют о повышенном содержании H_2O за счет образования гидрогелей и глинистых минералов.

Таблица 49

Химический состав (в вес. %) трасса, гора Святая, Кара-Даг,
по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1933)

Окислы	1	2	3*	4*	5*	6
SiO_2	71,11	72,88	71,42	70,12	69,57	
TiO_2	—	—	—	—	—	73,39
Al_2O_3	10,36	8,57	10,24	10,76	10,05	0,10
Fe_2O_3	0,84	0,86	0,86	0,95	1,05	9,91
FeO	—	—	—	—	—	0,20
MnO	—	—	0,16	0,10	0,16	0,29
MgO	0,30	0,26	Следы	0,28	0,22	0,02
CaO	1,65	2,75	2,12	2,48	2,62	0,15
Na_2O	3,56	1,84	3,46	3,16	2,82	1,75
K_2O	1,24	2,49	—	—	—	3,06
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,98
CO_2	—	—	0,12	0,40	0,13	—
SO_3	—	0,08	0,85	1,02	1,09	—
П. п.п.	10,92	9,79	10,77	11,09	11,29	0,11
H_2O^-	—	—	2,35	3,01	3,87	10,42
Сумма	99,98	99,52	100,00	100,00	100,00	100,38

* Вода, выделившаяся при 100°, в сумму не входит. 1 — трасс, Святая гора, восточный склон; 2—5 — трасс, Святая гора; 6 — трасс, Святая гора, каменоломня.

Низкое содержание щелочей, вероятно, связано с процессами выщелачивания. Таким образом, трасса нами рассматривается как продукт гидротермального изменения витрокластического туфа. Массивные разновидности трасса в неизмененном виде, вероятно, представляли стекловатую породу лавового типа.

Гидрослюдисто-каолинитовая порода

Ранее упоминалась своеобразная глинистая порода, локализующаяся на контакте липаритов экструзивного купола и купольной брекчии (Рокосово). Порода образовалась при изменении обсидиана. Макроскопически порода напоминает соги, ячейки которых заполнены черным стеклом.

Под микроскопом видно, что перегородки между ячейками представлены глинистой массой. Последняя состоит из тонкочешуйчатого агрегата каолинита и гидрослюды. Количество каолинита (табл. 22, обр. 1174) занимает преобладающее положение. Гидрослюдя имеет бледно-зеленоватый оттенок и отчетливый плеохроизм. Гидрослюдистые агрегаты, как правило, приурочены к контакту со стеклом. Описание обсидиана приведено выше. Граница между стеклом и глинистой массой резкая. Гидрослюдисто-каолинитовая порода образовалась в процессе гидротермального изменения стекла краевой части купола.

Каолинитово-алунитовая порода (гора Пеликан, Закарпатье)

Макроскопически это белая плотная порода с реликтами флюидального строения. Минералогический состав породы представлен в табл. 50.

Таблица 50

Состав измененного стекла

Состав породы	Размер зерен, мм	Содержание, %
Реликты первичных минералов		
сферолиты и неполные сферолиты, состоящие из полевого шпата и кристобалита	0,1—1	10—16
кристобалит (на стенах пустот)*	0,008—0,01	2—8
Измененная часть (вторичные минералы)		
алунит	0,01—0,1	30—40
каолинит**	0,001—0,008	20—35
аллофан, галлуазит***	—	10—18
опал	—	2—6

* Минералогическую характеристику см. в табл. 13

** См. табл. 22

*** См. табл. 24.

Порода имеет пористую текстуру; сохранились реликты порфиро-вой структуры. Вкрапленники замещены агрегатом каолинита и галлуазита, реже алунитом и опалом. Основная масса состоит из тонко-зернистого агрегата алунита и каолинита. Материал, выполняющий пустоты, характеризуется сложным строением. Стенки пустот покрыты натечными образованиями аллофана ($N=1,49$). Центральные части выполнены зернистым алунитом.

Как и для большинства пород из зоны приповерхностного метамор-физма, для описываемой разновидности характерно пониженное содержание Na_2O , что видно из следующего химического анализа (аналитик Л. П. Царева, ИГЕМ АН СССР): SiO_2 — 74,70%; TiO_2 — 0,10%; Al_2O_3 — 11,74%; Fe_2O_3 — 0,68%; MnO — следы; MgO — 0,04%; CaO — 1,02%; Na_2O — 1,39%; K_2O — 3,70%; H_2O^- — 0,68%; H_2O^+ — 2,63%; SO_3 — 3,30%; BaO — 0,18%.

Опал обычно ассоциирует с алунитом. Выделение опала отчетливо заметно при замещении алунитом вкрапленников плагиоклаза. Судя по химическому составу породы, алунит относится к калиевой разновид-ности.

Интенсивно-каолинизированное стекло (гора Пеликан, Закарпатье)

Состав белой плотной породы следующий: каолинит — 60—70%; опал — 10—15%; неизмененное стекло — 20—30%; пирит — 2—4%. Тонкозернистый агрегат каолинита сравнительно равномерно замещает

стекловатую часть породы. Опал ($N=1,445 \pm 0,003$) образует отдельные обособления (0,08—0,1 мм) и прожилки. Судя по пониженному рельефу и среднему светопреломлению, каолинит, вероятно, довольно часто ассоциирует с опалом. В каолинитовой массе встречаются отдельные зерна алюнита. Химический состав каолинизированного стекла (аналитик Л. П. Царева, ИГЕМ АН СССР) следующий: SiO_2 — 71,58%; TiO_2 — 0,24%; Al_2O_3 — 18,47%; Fe_2O_3 — 0,26%; FeO — 0,26%; MnO — следы; MgO — 0,15%; CaO — 0,36%; Na_2O — 0,47%; K_2O — 0,71%; H_2O^- — 0,54%; H_2O^+ — 6,40%; CO_2 — нет; BaO — следы; SO_3 — следы; сумма — 99,44%. Судя по этим данным, процесс каолинизации сопровождается выщелачиванием Na, K, Ca и привносом Al_2O_3 .

Опалолит (Мухор-Тала, Забайкалье)

Опалолит залегает в нижней части туфового горизонта. Это плотная порода кремовой или желтовато-розовой окраски. Часто она имеет полосчатое строение, обусловленное чередованием кремовых, розовых или светло-серых полос. Внешне порода напоминает светлоокрашенную яшму. Химический анализ показывает, что порода на 98% состоит из SiO_2 . Под микроскопом криптозернистый и тонкозернистый агрегаты обнаруживают слабую анизотропию. Кроме опала, образующего слабо индивидуализированные точечные выделения, в породе встречаются чешуйки монтмориллонита, иголочки морденита, криптозернистый кварц и халцедон. Местами заметны реликты витрокластической структуры. Опалолиты Закарпатья обычно содержат реликты алюнита и минералов группы каолинита.

Вторичный кварцит (Закарпатье, восточный липаритовый массив)

Порода имеет пористое строение. Размер пор 0,1—0,5 мм. Пространство между порами выполнено тонкозернистым ($\leqslant 0,01$ мм) кварцевым агрегатом.

По направлению к порам размер зерен несколько увеличивается. Стенки пор инкрустированы крупнозернистым и друзовидным кварцем. В некоторых пустотах сохранились кристаллы первичного тридимита, образующего характерные структуры кrustификации.

ВЫВОДЫ

1. Стекловатые породы обычно характеризуются наличием нескольких этапов кристаллизации. Наиболее ранними являются минералы-вкрапленники; затем образуются микролиты и кристаллиты. Кристаллизационные процессы завершаются образованием сферолитов и кристаллизацией минералов в пустотах.

2. Гидротермально-измененные породы, сохранившие реликты стеклообразного состояния, как правило, характеризуются низкотемпературными минералогическими ассоциациями: монтмориллонит и цеолиты, каолинит, галлуазит, аллофан, гидрослюды и т. д. Наличие адуляра и кристобалита, альбита и хлорита свидетельствует о более высокотемпературном метаморфизме стекловатых пород.

3. Обсидиановое стекло в обсидианово-перлитовых парах обладает всеми признаками реликтовых образований, которые могут остаться при наличии незавершенного вторичного процесса превращения мало-водного обсидиана в перлит.

Г л а в а 4

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ СТЕКЛЕ

Летучие компоненты, выделяющиеся в процессе вулканических извержений, представляют весьма трудный объект для изучения.

К наиболее значительным из немногих исследований по этому вопросу следует отнести работы Шеферда (Shepherd, 1938) и С. И. Набоко (1959). С еще меньшей детальностью изучены летучие компоненты, окклюдированные при остывании лавовых образований. Если газово-жидким включениям в минералах, главным образом гидротермального генезиса, посвящена уже весьма значительная литература, то газово-жидкие включения пород, в частности стекол, остаются почти не изученными. Только в последние годы появились данные, что не всю воду, содержащуюся в стекле того или иного типа, следует относить к первичной; газы также довольно многообразны и содержатся в породах в значительном количестве.

Имеющийся в нашем распоряжении материал о содержании и качестве летучих компонентов в стеклах различных районов позволяет их разделить на две основные группы: газы в вулканическом стекле и вода в вулканическом стекле.

Рассмотрим каждую из названных групп.

ГАЗЫ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ СТЕКЛЕ

Из описания пористых разновидностей вулканического стекла видно, что стекловатые породы в макро- и микропорах содержат довольно значительное (по объему) количество летучих компонентов. Поры или целиком заполнены газом, или газ составляет $\frac{4}{5}$ объема. Приблизительно $\frac{1}{5}$ и менее объема поры может быть заполнено жидкостью. Кроме сравнительно крупных пор ($0,01$ — 5 мм), в стекле присутствуют ультрамикропоры, хорошо заметные при помощи электронного микроскопа. Состав пор и в этом случае, очевидно, газовый.

Газовому анализу были подвергнуты следующие разновидности стекла: сильно гидратированный перлит Архарлыкского месторождения (Южный Казахстан), перлит из Мухор-Талы и относительно слабо гидратированный пористый перлит Арагацкого месторождения.

Извлечение и исследование газа производилось в газовой лаборатории ИГЕМ АН СССР на приборе и по методике, разработанной М. Г. Гуревичем. Образцы стекол загружались в вакуумную шаровую мельницу чечевицеобразной формы. После герметизации производилась откачка атмосферного воздуха из мельницы и открытого порового пространства самого образца. Откачка производилась в течение 8—10 часов до создания устойчивого вакуума в $1 \cdot 10^{-4}$ мм рт. ст. После окончания этой операции образец измельчался до размера фракции в 75 μ .

В результате измельчения происходило раскрытие закрытого порового пространства, и выделившийся при этом газ откачивался из мельницы и при помощи специальных насосов переводился в запаянный стеклянnyй шарик. Подготовленные таким образом пробы извлеченного газа анализировались на приборе для комплексного полумикроанализа¹. В результате анализа было получено относительное количество газа (в процентах) и удельное газосодержание. Данные анализа представлены в табл. 51.

Таблица 51

Результаты общего анализа проб газа, заключенного в вулканическом стекле

Номер образца	Вес раздробленной породы, г	Количество отобранного газа, см ³	Удельное газосодержание, c_3/K_2	Содержание, объемн. %								Содержание воды в стекле (вес. %), полученное по разности определений $(H_2O + CO_2) - CO_2$	
				CO ₂	O ₂	H ₂	CO	CH ₄	N ₂	He+Ne	Ar+Kr+Xe		
1	500	9,9	19,8	81,7	0,0*	0,0	0,0	0,0	18,3	0,0028	0,7943	100	3,01
2	458	7,6	24,0	46,6	Нет	31,1	0,0	0,0	29,3	0,0038	0,0481	100	3,20
3	455	8,1	22,8	22,5	0,0	53,75	0,0	0,0	23,75	0,1485	0,0333	100	3,39
4	455	4,4	18,6	6,7	0,0	60,0	0,0	0,0	33,3	0,0000	0,0357	100	2,97
5	1000	2,3	2,3	0,0	0,0	55,0	0,0	0,0	45,0	Нет	Нет	100	4,08
6	500	5,8	11,6	30,0	0,0	46,7	0,0	0,0	23,3	0,0037	0,5185	100	5,65
7	—	44,7	89,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100	Нет	Нет	100	—

1—4 — пористый перлит, Арагацкое месторождение, Армения; 5 — массивный перлит, Мухор-Тала, Забайкалье; 6 — стекловатый сваренный туф, Архарлы, Южный Казахстан; 7 — перлит, Кечалдаг, Азербайджан (Кашкай, Мамедов, 1961).

* Определение производилось с точностью до второго знака после запятой, при более точном определении присутствие этого элемента возможно.

Содержание летучих, которые могли быть заключены в более тонких порах или каналах и которые оказались не выделенными при дроблении материала до фракции в 75 μ , определялось на приборе Берга². Данные, полученные на приборе Берга, позволяют судить о суммарном количестве $H_2O + CO_2$, выделившемся в интервале 100—200°. Дополнительно производилось определение CO₂.

Методика определения (разложение HCl при 100°) позволяет судить о количестве CO₂, которое могло находиться в порах меньше 75 μ или быть связано в карбонате. Таким образом, количество H₂O определялось как разность содержаний $H_2O + CO_2$ (прибор Берга) и CO₂ (прямое определение) (табл. 51). Автор отдает себе отчет в том, что какая-то часть газов при подобном определении может быть потеряна. Однако сравнение полученных результатов с данными определения потерь при прокаливании показывает, что расхождение, если оно и существует, не превышает ошибки эксперимента (десяти доли процента) и поэтому во внимание не принимается. Зная удельное газосодержание, результаты газового анализа можно пересчитать в весовые проценты. Соединив данные пересчета и данные о содержании воды, получаем суммарное содержание летучих, присутствующих в той или иной разновидности стекла (табл. 52).

Для сравнения с полученными результатами в табл. 53 приводятся данные о газосодержании некоторых вулканических стекол зарубежных

¹ Аналитики Е. Н. Подсамойлова и В. И. Капустина, ИГЕМ АН СССР.

² Определения производились Н. М. Усенко, ИГЕМ АН СССР.

Таблица 52

Содержание летучих в стекле ряда месторождений СССР

Номер образца	Вес. % (по отношению к сумме летучих, принимаемой за 100)									Сумма летучих, рассчитанная на 1 вес. ед. породы, %
	H ₂ O	CO ₂	O ₂	H ₂	CO	CH ₄	N ₂	He + Ne	Ar + Kr + Xe	
1*	45,2	47,8	—	—	—	—	7,0	Следы	Следы	6,66
2	52,1	35,8	—	1,4	—	—	11,0	»	»	6,14
3	65,0	19,8	—	2,1	—	—	13,1	»	»	5,19
4	73,0	5,9	—	2,4	—	—	17,9	»	»	4,02
5	96,1	—	—	0,4	—	—	3,5	»	»	4,23
6	84,3	9,8	—	0,7	—	—	5,2	»	»	6,703

* Номера образцов соответствуют номерам табл. 51.

месторождений, по Шеферду (Shepherd, 1938). При этом следует иметь в виду, что методика извлечения газов в этом случае была принципиально иной. Отбор газа производился в процессе нагревания пробы до 1200°.

Интересно, что пористая часть одного и того же образца (табл. 53, обр. 4) содержит больше летучих, чем массивное стекло (обр. 3).

Увеличение летучих связано главным образом с возрастанием количества воды.

Таблица 53

Содержание летучих (в вес. %) в вулканическом стекле (по Шеферду)

Номер образца	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	Ar	S ₂	Cl ₂	F ₂	H ₂ O	Содержание летучих, см ³ /кг
1	1,402	0,705	0,101	2,897	0,00	0,367	2,965	3,163	88,386	4,19
2	1,595	0,035	0,174	1,420	0,00	0,014	0,499	0,516	96,299	27,10
3	0,179	0,073	0,501	3,897	0,002	0,00	1,820	7,795	89,246	1,45
4	0,075	0,008	2,253	1,153	0,00	0,039	1,498	2,205	94,434	4,80
5	0,072	0,007	0,377	0,138	Следы	0,00	1,713	4,329	92,761	55,3
6	0,077	0,032	0,080	0,053	Не опр.	0,00	0,069	1,136	98,551	214,8

1 — плотный черный обсидиан, гора Большая Стеклянная, Калифорния; 2 — пемза из того же района; 3 — плотный черный обсидиан, Козо Маунтин, Калифорния; 4 — пористая часть того же образца; 5 — плотный черный обсидиан, Керро Ноу Эгьюа, Нью-Мексико; 6 — пехстейн, Керро Ноу Эгьюа, Нью-Мексико.

Образцы 5 и 6 относятся к типичным мареканитам. Центральное ядро (обр. 5) окружено каемкой пехстейнового стекла (обр. 6).

Изложенный выше материал позволяет сделать ряд следующих выводов.

1. Поры, наблюдающиеся в стекле, по размеру варьируют в значительных пределах. Условно можно выделить макропоры (0,1—10 мм), микропоры (0,1—100 μ) и ультрамикропоры ($<0,1 \mu$). Материалы, имеющиеся в нашем распоряжении, не позволяют произвести точную дифференциацию пор по составу. Однако уже сейчас можно сказать, что вода концентрируется в порах меньше 75 μ , а микроскопическое исследование свидетельствует, что их размеры выходят за пределы разрешающей способности обычного микроскопа. Вероятно, все поры размером

от 0,1 до 10^4 м и более заполнены главным образом газовой фазой. Вода концентрируется в порах — каналах значительно меньшего размера.

2. Удельное газосодержание колеблется в довольно широких пределах (табл. 51 и 53). Большее газосодержание характерно для микропористых разновидностей стекла.

3. Количественные значения отношения газа к воде также непостоянны. Для молодых (третичных) стекол оно меняется от 1:1 до 1:3. В более древних стеклах это отношение не превышает 1:5. Однако в большинстве разновидностей стекла вода занимает преобладающее положение (73—99%).

4. Если учесть, что при определении количества газов мы практически не учитывали Cl и F (SO_3 определялся совместно с CO_2), то данные табл. 51 и 52, с одной стороны, и табл. 53, с другой, — оказываются вполне сопоставимыми.

В вулканическом стекле преобладают те же газы (CO_2 , N_2 , H_2), которые присутствуют в воздухе, но в других соотношениях. Характерно полное отсутствие O_2 . По всей вероятности, кислород оказался связанным в процессе химических реакций, происходящих в стекле в момент и после его остывания. Указанное положение подтверждается обилием магнетитовой пыли на стенах газовых пор и появлением вокруг них ореолов бурых пленок гидроокислов железа. Количество инертных газов в породе в отдельных случаях приближается к количеству инертных газов в воздухе, но в подавляющем большинстве случаев значительно уступает ему.

Все высказанные положения подтверждают, что исследованная в данной работе газовая фаза связана с процессом формирования стекла.

ВОДА В ВУЛКАНИЧЕСКОМ СТЕКЛЕ

Природа воды и ее влияние на свойства стекла изучались сравнительно немногими авторами. К наиболее значительным исследованиям относится работа Д. С. Белянкина и В. П. Ивановой (1934), Росса и Смита (Ross a. Smith, 1955), Келлера и Пикетта (Keller a. Pickett, 1954), М. А. Кашкой и А. И. Мамедова (1961).

В настоящем исследовании при изучении воды были использованы различные методы. За исключением термического анализа, инфракрасной спектроскопии и электронной микроскопии все остальные работы проведены автором самостоятельно или при его непосредственном участии.

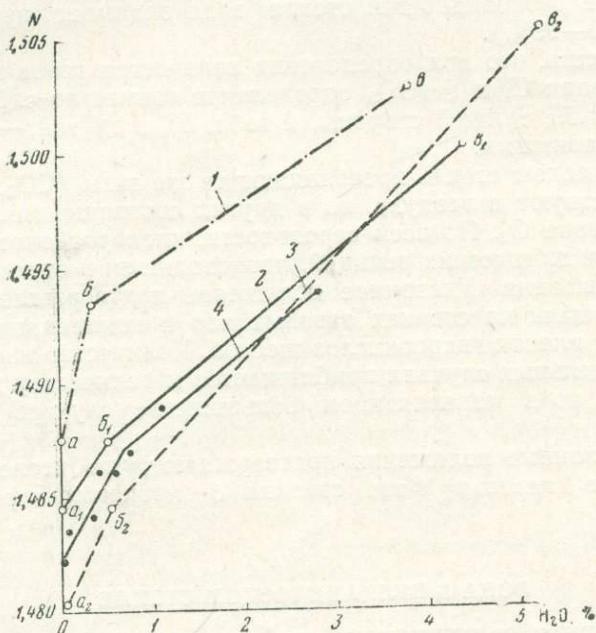
Зависимость светопреломления стекла от содержания в нем воды

Возрастание светопреломления стекла в зависимости от содержания воды впервые было показано Коцу (Kozu, 1929). Впоследствии указанное свойство было подтверждено в работах Д. С. Белянкина и В. П. Ивановой (1934), Росса и Смита (Ross a. Smith, 1955) и М. А. Кашкой и А. И. Мамедова (1961).

Наиболее полное исследование приведено в предпоследней из названных работ. Указанными авторами была изучена серия образцов из месторождения Эройо-Хондо (США). Содержание в стекле воды варьировало от 0 до 3%. Зависимость светопреломления от содержания воды на графике выразилась в виде ломаной линии (фиг. 22). При построении графика авторы использовали данные, полученные после обработки образцов стекла, подобранных таким образом, что они составили естественный ряд зависимости светопреломления стекла от содержания воды.

В данной работе при изучении этого вопроса была применена несколько иная методика.

Для исследования были взяты три близких по химическому составу образца (SiO_2 — 70—73%). Образцы были подвергнуты длительному изотермическому обжигу при температуре 400° до достижения постоянного значения веса образца. Определение светопреломления до и после обжига позволило построить правую часть графиков 1, 2, 3 (фиг. 22).



Фиг. 22. Зависимость светопреломления кислого вулканического стекла от содержания воды.

α, β, γ — показатели преломления соответственно безводного стекла, стекла, выдержанного при 400° до постоянного веса, и «сырого» стекла.

1 — перлит Джрабер-Фонтанского месторождение, Армения; 2 — перлит, гора Ташкеекен, Таджикская ССР; 3 — перлит, Семей-Тау, Казахстан; 4 — вулканические стекла месторождения Эрою-Хондо (Ross a. Smith, 1955)

Содержание воды определялось на приборе Берга. Затем стекло подвергалось полному обезвоживанию. Значение светопреломления после полного обезвоживания стекла определило положение левой части графика (крутонахальная часть ломаной прямой). Таким образом, правая часть графика (вправо от точки перегиба) показывает зависимость светопреломления от содержания воды, которая была выделена из стекла при 400°. Левая часть графика характеризует ту же зависимость от содержания воды, которая была выделена в результате прокаливания образцов при 900°.

Наличие на всех графиках точки перегиба (β, β_1, β_2) и разный наклон отдельных звеньев ломаной линии по отношению к оси абсцисс свидетельствуют о скачкообразном изменении свойств стекла. В частности, меняется величина скорости, с которой происходит возрастание светопреломления стекла по мере увеличения содержания воды. Различие в скорости изменения светопреломления стекла показано в табл. 54.

На основании изложенных фактов можно сделать следующие выводы.

1. Смещение отдельных графиков относительно ординаты (по вертикали), по всей вероятности, связано с колебаниями химического состава исследуемых стекол. Различие в химическом составе определяется положением точек *a* на оси ординат.

2. Наличие крутонаклонного звена графика связано с присутствием высокотемпературной воды, которая не может быть выделена при температуре 400° и ниже.

3. Влияние на светопреломление высокотемпературной воды в 2—10 раз больше соответствующего влияния воды, которая выделяется из стекла при температуре ниже 400°.

4. Таким образом, в стекле, вероятно, присутствуют два типа воды, которые оказывают различное влияние на физические свойства стекла. Это может зависеть от характера связей или положения воды в структуре стекла.

Таблица 54

Различие в скорости изменения светопреломления (на 1 % H₂O) для круто-и пологонаклонных частей графика

Номер образца (фиг. 22)	(N _δ — N _a) : [H ₂ O]	(N _δ — N _b) : [H ₂ O]
1	0,027	0,0024
2	0,006	0,0032
3	0,009	0,0044

N_a, N_δ, N_b — показатели преломления стекла в соответствующих точках графика (фиг. 22); [H₂O] — содержание воды.

Инфракрасная спектрометрия вулканического стекла

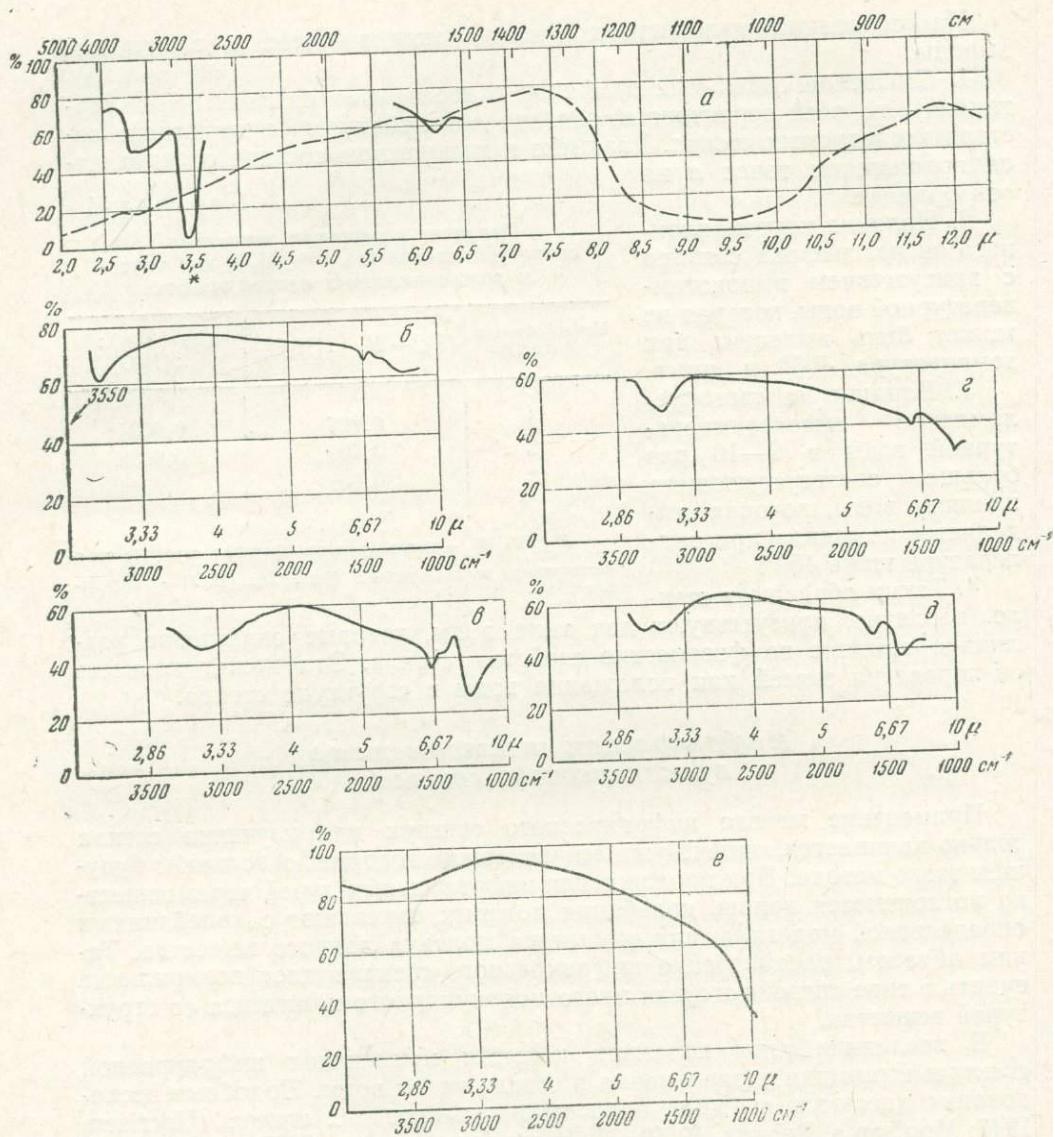
Применение метода инфракрасного спектра для изучения стекла только начинается, однако уже сейчас можно говорить о большом будущем этого метода. При прохождении инфракрасных лучей через вещество поглощаются волны, колебания которых совпадают с колебаниями определенной молекулы или комплекса молекул данного вещества. Таким образом, рассмотрение инфракрасного спектра дает возможность судить о типе связей того или иного молекулярного комплекса со структурой вещества.

В последние годы делаются попытки применения инфракрасной спектрометрии для установления в стекле типов воды. Подобные исследования касаются главным образом промышленных стекол (Harrison, 1947; Moulson a. Roberts, 1960). Инфракрасный спектр (ИКС) природных вулканических стекол исследован гораздо хуже. Из опубликованных работ этому вопросу посвящена только уже упоминавшаяся статья Келлера и Пикетта (Keller a. Pickett, 1954). В настоящей работе приводятся кривые ИКС, любезно предоставленные в наше распоряжение А. И. Полинковской и И. Н. Явицем (Институт РОСНИИМС).

Вулканические стекла, инфракрасные спектры которых приведены на фиг. 23 и 24, характеризуются следующим водосодержанием (%): обр. *a* — 3,34; *б* — 5,28; *в* — 3,8; *г* — 5,54; *д* — 4,2; *е* — 0,34.

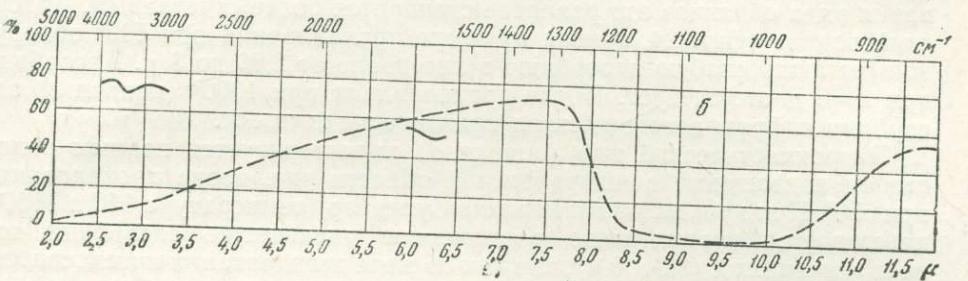
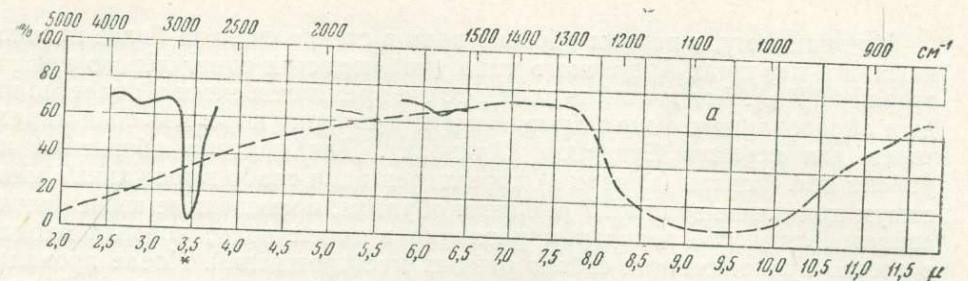
Для исследования были взяты два типа образцов: на фиг. 23 представлены кривые ИКС, снятые с образцов сырого перлита; фиг. 24 характеризует инфракрасные спектры вулканического стекла, предварительно подвергнутого прокаливанию. Для кривых ИКС первой группы образцов характерны следующие максимумы поглощения: первый максимум соответствует интервалу 2,78—3,24 μ, второй 6,26—6,67 μ и третий 7,0—8,37 μ.

То или иное сочетание указанных максимумов в самом общем виде определяет существование двух типов кривых ИКС. Кривые первого



Фиг. 23. Инфракрасные спектры вулканического стекла. По оси абсцисс отложено пропускание (в %); по оси ординат — длина волн (μ, см^{-1}).

a — перлит, месторождение Супериор, Аризона. Пунктир — адсорбция пленки прокаленного порошка; звездочкой отмечена адсорбция пылевого масла, цементирующего препарата; *б* — перлит зеленой окраски, Богопольское месторождение, Приморье; *в* — перлит, гора Ардов, Закарпатье; *г* — перлит, Мухор-Тала, Забайкалье; *д* — туф, состоящий из обломков стекла перлитового типа, Закарпатье; *е* — обсидиан, Сухой Фонтан, Армения



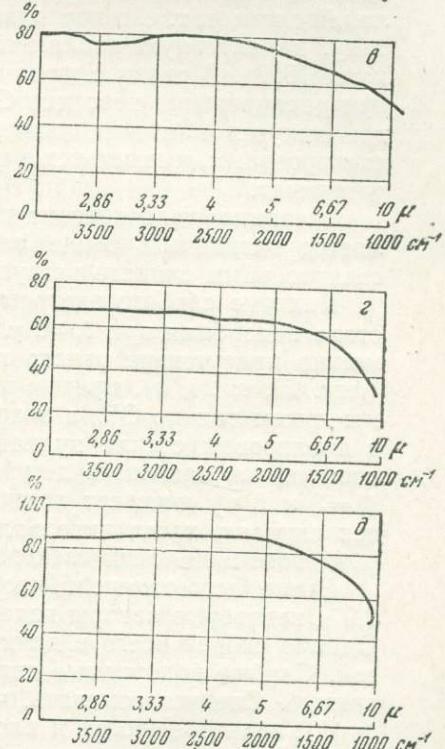
Фиг. 24. Ифракрасные спектры вулканических стекол, выдержанных при различных температурах нагревания.

a — перлит, Супериор, Аризона. Выдержка 1 час при 350°; *b* — перлит, Супериор, Аризона. Выдержка 1 час при 1150°; *c* — перлит, гора Ардов, Закарпатье. Выдержка 1 час 30 мин. при 500°; *g* — перлит, гора Ардов, Закарпатье. Выдержка 1 час 30 мин. при 1000°; *d* — туф, состоящий из обломков стекла перлитового типа. Температура обжига 500°, время — 5 час. 30 мин.

типа (*b*, *c*, *g*, *d*) характеризуются наличием трех максимумов, кривая *e* — двух. Отсутствие третьего пика (7—10 μ) на кривой *a* объясняется тем, что этот диапазон волн в данном случае не исследовался. На основании исследования водосодержащих соединений установлены следующие критерии для выделения различных типов воды (Леконт, 1958). Для молекулярной воды характерны колебания при следующих длинах волн: $\lambda = 1,5$; 3; 6 μ . В диапазоне от 2,4 до 10 μ соответственно сохраняются экстремумы при 3 и 6 μ . Сдвиг в сторону более коротких волн (2,7—2,9 μ) свидетельствует об изменении характера связей и, возможно, о присутствии ОН.

Основаниями для однозначной идентификации воды в виде мономерной группы ОН являются: наличие одного минимума (на кривой) при $\lambda = 2,7$ —3 и разложение вещества при полной дегидратации (соединения типа $Al(OH)_3$; $Mg(OH)_2$ и т. д.).

Из сказанного ясно, что для всех образцов водного стекла, за исключением обр. *e* (фиг. 23), характерно присутствие молекулярной воды. Однако расположение максимумов поглощения различно. Для перлитов Богопольского месторождения и Мухор-Талы характерны пики с длиной волны 3,02 и 6,67 μ , для Ардова — 3,26 и 6,49 μ .



По-видимому, в первом образце вода в стекле связана более прочно, нежели в перлитах Ардовского типа (наблюдается сдвиг левого пика в сторону 2,7 μ). Ардовский перлит в то же время относится к более молодым образованиям. Еще больший сдвиг в сторону коротких волн характерен для перлита Супериор (Аризона). Для образца обсидиана из района пос. Фонтан (кривая *е*) характерен один слабо выраженный максимум при длине волны 2,7 μ . Таким образом, приведенные выше факты свидетельствуют о некотором различии в типах воды, которая входит в состав вулканических стекол разных месторождений. После прокаливания ряда образцов это различие становится более отчетливым. Ардовский перлит (фиг. 24, кривая *в*) после прокаливания при 500° обнаруживает лишь слабую адсорбцию в интервале от 2,86 до 3 μ . Адсорбция при $\lambda=6$ μ отсутствует. После прокаливания при 1000° (кривая *г*) адсорбция инфракрасного спектра практически исчезает.

Витрокластический туф (кривая *д*) характеризуется полным отсутствием поглощения в инфракрасной области уже после прокаливания при 500°. При прокаливании перлита Супериор (температура 350 и 1150°) наблюдается сравнительно равномерное уменьшение адсорбций при всех значениях λ (3,0 и 6 μ), так как по мере дегидратации интенсивность линий слабеет, т. е. в последнем случае практически мы наблюдаем картину, характерную аналогичному изменению спектра для опала (Леконт, 1958). В связи с этим выводы (сделанные Келлером и Пикеттом при рассмотрении перлитов Супериор) о существовании двух типов воды кажутся нам несколько необоснованными. Однако данные других спектрограмм, имеющихся в нашем распоряжении, этому выводу не противоречат.

Очевидно, дело обстоит несколько более сложно, чем это представляется названным выше авторам. Интерпретация вышеприведенных спектрограмм свидетельствует о следующем.

Наличие слабого экстремума в интервале, близком к 3 μ , и отсутствие адсорбции при $\lambda=6$ μ свидетельствуют о том, что в стекле возможно присутствие одного гидроксила (OH) или (OH) и H_2O вместе (фиг. 23, *е*; 24, *в*), причем в армянском обсидиане (первичное стекло) мы имеем только OH , а в ардовском перлите OH и H_2O . Вместе с тем в перлитовом стекле вулканического туфа OH , очевидно, отсутствует вообще, так как после дегидратации при 500° инфракрасная адсорбция ($\lambda=3$ и 6 μ) исчезает полностью. Еще более сложна интерпретация в тех случаях, когда интервал поглощения сдвинут в сторону более коротковолновой части спектра.

Выше было отмечено, что при наличии поглощения в диапазоне 2,7—2,9 μ некоторые авторы делают заключение о присутствии в стекле OH . Однако скорей всего в данном случае происходит изменение типа связей. Слабые водородные связи заменяются более прочной структурной связью. Следует отметить, что названные образцы (обсидиан, перлит, туф) характеризуются и вполне определенными генетическими признаками. Возможность возникновения в стекле двух типов воды, с нашей точки зрения, определяется следующими факторами. Рядом опытов было установлено, что в силикатном расплаве при высоких температурах вода присутствует только в виде OH (Scholze, 1959; Moulson a. Roberts, 1960), которая играет роль мостиков между группами $\text{Si}-\text{O}$. Понижение температуры ведет к необратимой реакции: $\text{OH}_{\text{мостиковое}} \rightarrow \text{OH}_{\text{свободное}}$.

При этом наблюдается сдвиг полоски спектра в сторону более длинных волн. Если учитывать, что природный «эксперимент» продолжается гораздо более длительное время, то можно предположить возникновение у некоторой части мономеров более прочных связей между $\text{Si}, \text{Al}-\text{O}$ -тетраэдром и OH и образование комплексных молекул. Из сказанного ясно, что законсервированные таким образом мономерные

группы OH следует рассматривать как первичные, имеющие магматическое происхождение.

Присутствие воды такого типа возможно только в неизмененном стекле обсидианового характера.

Рассмотренный материал позволяет сделать вывод о существовании трех типов стекла: стекло, содержащее только OH; стекло, в котором присутствуют OH и H₂O; стекло, содержащее только H₂O.

Сильная адсорбция в интервале 7—9,37 μ, очевидно, характеризует тетраэдр SiO₄ и весьма характерна для силикатов, состоящих из высокополимеризованных кварцевых тетраэдров. Ее смещение в ряде случаев в сторону более коротких волн ($\lambda=7\text{ }\mu$), вероятно, связано с неоднородностью структуры стекла.

Термическое изучение перлита и обсидиана

Начиная с первой работы В. М. Севергина в 1796 г., термическое изучение водосодержащих стекол продолжалось на протяжении всей истории их исследования. Возможность суждения о тепловых реакциях при дегидратации и возникновение более точных методов определения воды позволили продолжить работу в этом направлении и получить некоторые дополнительные материалы.

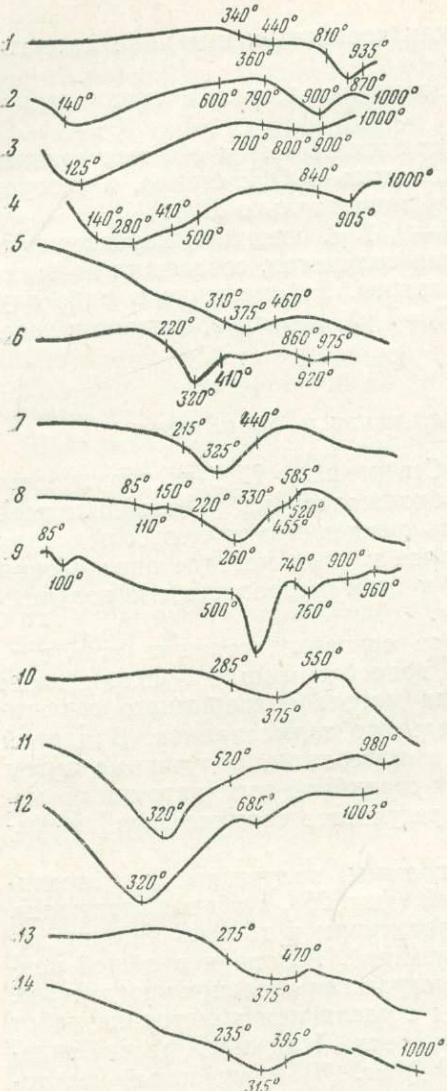
В последние годы применяются два основных, ставших стандартными, метода термического изучения водосодержащих вулканических стекол. Во-первых, та или иная форма метода непрерывного взвешивания; во-вторых, метод дифференциального термоанализа. В данной работе использованы главным образом материалы, полученные путем поинтервального определения воды при стадийной дегидратации по методике, разработанной Бергом¹, и в результате термического дифференциального анализа² стекол.

Дифференциальный анализ. Термограммы, полученные для перлитов и обсидианов разных месторождений (фиг. 25), в общем идентичны. Отдельные тепловые эффекты очень характерны и хорошо интерпретируются с определенных генетических позиций. Различия в общей конфигурации кривых, наблюдаемые в термограммах образцов иногда даже одного месторождения, обычно связаны с различием в методике работ или обусловлены вторичным изменением стекла. Например, резкий эндотермический пик при 575° на кривой 9 (фиг. 25), отмечаемый некоторыми авторами в перлитах Закарпатья, связан с присутствием в стекле довольно значительного количества вторичных минералов, в частности, каолинита. Этим же объясняется слабая эндотермическая реакция при 960°. Для вулканического стекла, образцы которого представлены на фиг. 25, характерны два тепловых эффекта: первый — в интервале 100—500° и второй при 800—950°. Вместе с тем дифференциальные кривые имеют и некоторые частные различия, которые позволяют выделить три основных типа кривых.

Кривые первого типа имеют четко выраженный высокотемпературный максимум и слабо выраженную низкотемпературную эндотермическую реакцию (кривая 1). График второго типа содержит отчетливый низкотемпературный максимум и слабо выраженный высокотемпературный эффект (кривые 3, 4, 6, II). Третий тип охватывает кривые,

¹ Определение воды по методу Берга в основном проведено Н. М. Усенко; отдельные кривые получены автором.

² Термический дифференциальный анализ произведен И. А. Тарасовой в лаборатории института «Теплопроект». В целях сопоставления использованы также термограммы из опубликованных источников.



Фиг. 25. Дифференциальные кривые водосодержащих вулканических стекол.

1 — обсидиан, Нурнус-Гутанасарский поток, Армения; 2—3 — обсидиан, Кельбаджар (Кашкай, Мамедов, 1961); 4 — перлит, Кельбаджар (Кашкай, Мамедов, 1961); 5 — пористый перлит, Сухой Фонтан, Армения; 6 — плотный перлит, гора Шарок, Закарпатье; 7 — плотный перлит, гора Ардов, Закарпатье; 8 — плотный перлит, гора Чепка, Закарпатье; 9 — каолинизированный перлит; гора Пеликан, Закарпатье (Жуков и др., 1960); 10 — перлит, гора Пеликан, Закарпатье; 11, 12 — стекло перлитового типа, Семей-Тау (Вершинина, 1959); 13 — стекло перлитового типа, Чулак-Тау, Казахстан; 14 — стекло перлитового типа, Семей-Тау, Казахстан

на которых высокотемпературный максимум совершенно отсутствует (5, 7, 8, 10, 12, 13, 14).

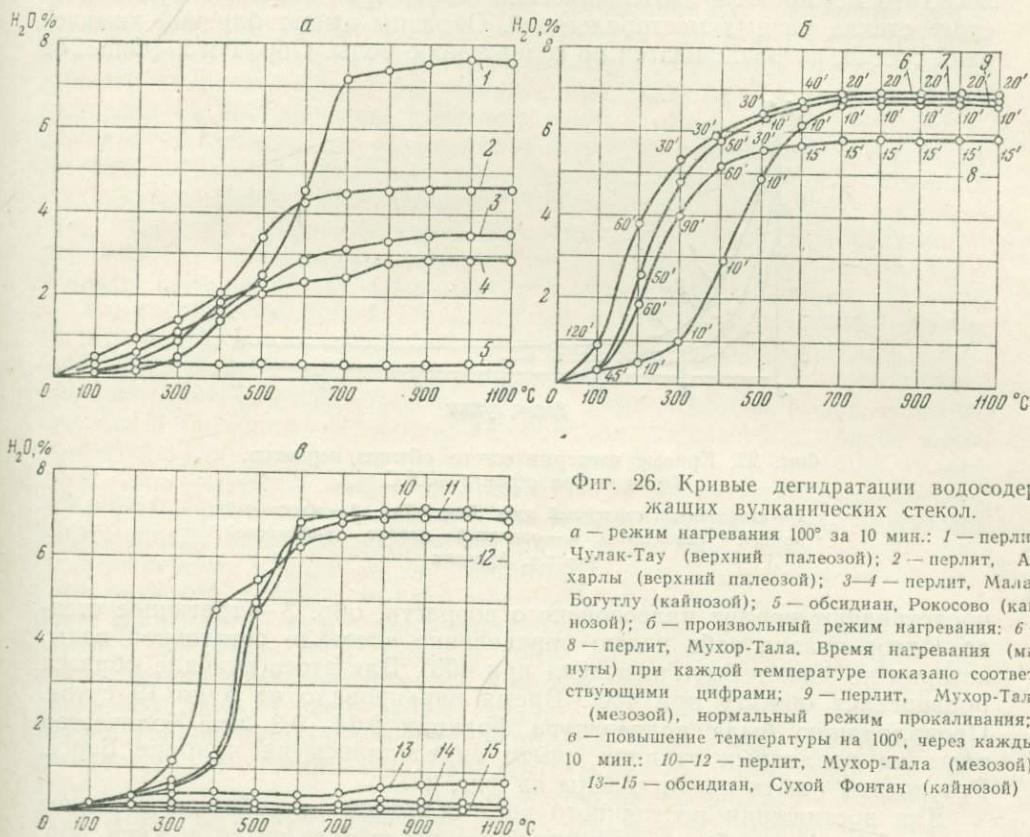
Кривые с четким высокотемпературным пиком характеризуют обсидиан. Кривые второго типа характерны как для перлитов, так и для обсидианов. Отсутствие высокотемпературных пиков характерно для перлитов.

Различие эндотермических эффектов для перлита и обсидиана впервые было показано М. А. Кацкакем и А. И. Мамедовым (1961). Руководствуясь этим принципом, указанные авторы выделили воду перлитового и обсидианового типов. Однако их вывод об обязательном присутствии в водосодержащем вулканическом стекле воды обсидианового типа, по-видимому, характеризует несколько упрощенное представление об этом явлении. Приведенные данные (фиг. 25) свидетельствуют о том, что в некоторых типах стекол обсидиановый эффект может отсутствовать. В связи с этим требует известных оговорок и тезис об обязательной первичности воды в обсидиане, т. е. в стекле, содержащем менее 1% воды. Очевидно, некоторые обсидианы могут и не содержать первичной воды и должны рассматриваться как слабо гидратированное первоначально безводное стекло, содержащее только вторичную воду. Однако количество этой воды может быть меньше 1%.

Разница между кривыми определяется не только отсутствием или наличием того или иного теплового эффекта, но и характером эффектов, которые также несколько различны. Для большинства водосодержащих стекол Закавказья характерно начало низкотемпературной эндотермической реакции при 100—120°. Заканчивается она при 500—600°. Закарпатские перлиты выделяют воду в более узком интервале температур. Низкотемпературная эндотермическая реакция, как правило, начинается при 150—200°, конец реакции наступает при 450—500°. Для

казахстанских перлитов (кривые 11—14) этот интервал или характеризуется более глубоким пиком (для выделения воды требуется большее количество тепла), или сдвинут в область более высоких температур. Значения высокотемпературного экстремума сравнительно постоянны (870—980°).

Последовательное обезвоживание в интервале 0—1300°. Данные термограмм в общем согласуются с кривыми дегидратации (фиг. 26).



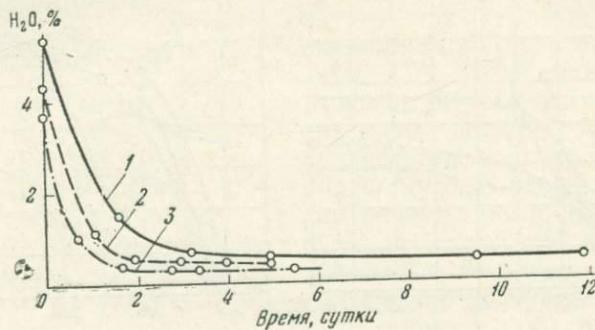
Фиг. 26. Кривые дегидратации водосодержащих вулканических стекол.
 а — режим нагревания 100° за 10 мин.: 1 — перлит, Чулак-Тай (верхний палеозой); 2 — перлит, Архарлы (верхний палеозой); 3—4 — перлит, Малая Богутлу (кайнозой); 5 — обсидиан, Рокосово (кайнозой); б — произвольный режим нагревания: 6—8 — перлит, Мухор-Тала. Время нагревания (минуты) при каждой температуре показано соответствующими цифрами; 9 — перлит, Мухор-Тала (мезозой), нормальный режим прокаливания; в — повышение температуры на 100°, через каждые 10 мин.: 10—12 — перлит, Мухор-Тала (мезозой); 13—15 — обсидиан, Сухой Фонтан (кайнозой)

Большая часть воды (93% от общего количества) выделяется в интервале 300—700°, при 900°, редко при 1000° стекло практически становится безводным. В интервале 700—1000° водоотдача составляет всего 3% общего количества воды. Существуют разновидности стекол, в которых дегидратация полностью заканчивается при 700°. Увеличивая время выдержки, для некоторых стекол можно добиться почти полного обезвоживания уже в интервале 300—400° (фиг. 26, б). Характерно, что при высоких температурах (500—600°) влияние времени на характер процесса оказывается в гораздо меньшей степени. Между кривыми (2, 9, 10—12) относительно древних (верхнепалеозойских — мезозойских) многоводных стекол и кривыми (3—4) слабо гидратированных перлитов (кайнозой) наблюдается некоторое различие. В то время как в последних вода выделяется плавно и при 500° стекло дегидратируется больше чем наполовину, в первых основное количество воды экспандирует в интервале от 400—500 до 600—700°, т. е. фактически в узком диапазоне температур порядка 200°. Кроме чисто количественных отношений (содержание воды), указанное различие, очевидно, вызвано и

качественным изменением стекла. Видимо, несколько меняются и формы локализации воды, а может быть, и характер связей.

Выделение воды в обсидианах также происходит различно. Для рокосовского обсидиана характерно полное обезвоживание при 300°. Полное обезвоживание обсидиана месторождения Сухой Фонтан заканчивается при 900°.

Изотермический обжиг при температуре 400°. Ранее уже указывалось, что мы провели изотермический обжиг трех образцов вулканического стекла разных месторождений. Образцы имеют близкий химический состав, но различаются по содержанию воды. Обр. 1 и 2 (фиг. 27)



Фиг. 27. Кривые изотермического обжига перлитов.
Температура обжига 400° С.

1 — стекловатый сваренный туф, Семей-Тау; 2 — массивный перлит, Ташкесен; 3 — пористый перлит, Фонтанский участок, Армения

представляют перлит палеозойского возраста, обр. 3 — третичное стекло. Автор ставил себе целью определение в стекле остаточной воды, которая не может быть выделена при 400°. Для этого вначале образец подвергался обжигу при 400°. Время варьировало от 5 до 19 суток. Прокаливанию была подвергнута фракция 0,24—0,3 мм. Количество воды на различных стадиях опыта определялось на приборе Берга. Результаты опыта представлены на фиг. 27.

Для достижения постоянного веса образцов потребовалось разное время. Обр. 1 приобрел постоянный вес после пяти суток обжига, обр. 2 — после трех и обр. 3 — после 1,8 суток. Характерно, что в палеозойских стеклах процесс выделения воды продолжался более длительное время. Вероятно, вода здесь связана со стеклом болееочно, нежели в стеклах третичного возраста. Количество остаточной воды (которую не удалось выделить при 400°) определилось путем прокаливания образца при 900° в течение двух часов. Содержание остаточной воды также непостоянно: оно варьирует от 0,22 до 0,5%.

Дегидратация при высоких температурах (900—1200°). Перлит из месторождения Чулка-Тау (Южный Казахстан), содержащий 7,4% воды (кривая 1 на фиг. 26), при внесении в область высоких температур растрескивается и разрывается на мелкие кусочки без эффективного всучивания.

Аналогичным образом ведут себя и перлиты Мухор-Талы, Богопольского месторождения (Будников, Полинковская, 1958; Полинковская, 1959) и перлиты Казахстана (Вершинина, 1959). Следует подчеркнуть, что все это — древние многоводные вулканические стекла, имеющие ряд макроскопических признаков, по которым можно безошибочно отличить палеозойское или мезозойское стекло от третичного или четвертичного.

Перлиты закарпатских и закавказских месторождений при обжиге в интервале 900—1200° вспучиваются, превращаясь в рыхлую пемзобидную массу. Вспучивание происходит без растрескивания. Интересно, что растрескивания не наблюдается даже в том случае, когда содержание воды приближается к предельному и составляет 4—5%. Это лишний раз подтверждает точку зрения о качественных изменениях в пределах самой стекловатой фазы, связанных с длительностью геологического времени. Во избежание растрескивания вулканические стекла Казахстана, Забайкалья и Дальнего Востока перед вспучиванием подвергаются частичной дегидратации. После удаления некоторого избыточного количества воды вспучивание протекает эффективно и растрескивания не наблюдается. Кратковременный обжиг в области высоких температур показал, что вспучивание перлитов Забайкалья и Казахстана происходит при более высоких температурах, нежели у перлитов Закавказья. Первые вспучиваются в интервале 1150—1270°, вторые — при 970—1150°. Кратковременное прокаливание стекол обсидианово-перлитового типа (мареканиты) приводит к образованию каемки вспученного материала вокруг монолитного обсидианового ядра.

Таким образом, термический анализ, в том числе и данные изотермического обжига, подтверждают точку зрения о существовании вулканических стекол с различным типом воды. По данным термического анализа можно выделить следующие разновидности вулканического стекла: 1) безводный обсидиан; 2) обсидиан, содержащий только высокотемпературную воду (фиг. 25, 1); 3) обсидиан, содержащий только низкотемпературную воду (фиг. 26, 5); 4) перлит, в состав которого входит высоко- и низкотемпературная вода (фиг. 25, 4, 11); 5) перлит, содержащий только низкотемпературную воду (фиг. 25, 7, 10, 13, 14).

Термическая характеристика некоторой части воды в перлите сходна с термической характеристикой воды в некоторых минералах, в частности в цеолите, халцедоне, опале. Опубликованные материалы последних лет (Pelto, 1956; Забелин, 1961) свидетельствуют, что в халцедоне и опале вода локализуется в тончайших пустотах (каналах) порядка 10—200 Å. Второй вывод касается различия в поведении низкотемпературной воды для образцов древних и молодых вулканических стекол. Если в сравнительно молодых стеклах две трети общего количества воды выделяется при последовательном доведении температуры за 50 минут до 500°, то для того, чтобы добиться аналогичного эффекта в мезозойском стекле Мухор-Талы, требуется прокаливание образца при 300—400° в течение 4—5 часов. Аналогично постоянный вес при изотермическом обжиге ($T=400^{\circ}$) в «молодом» стекле может быть получен раньше, чем в древних образованиях. Все это свидетельствует о более прочном положении низкотемпературной воды в палеозойском стекле по сравнению с кайнозойским. Мезозойские стекла, по всей вероятности, занимают промежуточное положение.

Искусственная гидратация вулканического стекла (эксперимент)

Список работ, посвященных искусственной гидратации вулканического стекла, довольно ограничен. Барус (Bárus, 1891) в результате нагревания смеси тончайшего порошка силикатного стекла с водой (несколько выше 200°) получил твердое, однородное водное стекло, вспучивающееся при нагревании на воздухе. Аналогичный опыт с раствором азотокислого кобальта показал, что поглощается главным образом вода. Опыты с техническими стеклами также производились Мореем (Mogey, 1914), получившим щелочно-силикатное стекло с содержанием воды 8—25%. Искусственной гидратацией вулканического

стекла занимался Сосье, установивший зависимость удельного веса стекла от степени его гидратации (Saugier, 1951). В последние годы эксперименты по гидратации природного вулканического стекла производились в Институте местных строительных материалов (РОСНИИМС) и в Институте геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии АН СССР (ИГЕМ).

Аппаратура и методика опыта. Для опыта применялась весьма простая аппаратура: автоклав, электронагревательная печь, платино-платинородиевая термопара и пирометр стандартного типа. Автоклав из стали марки ЭИ-9 детально описан в работе И. А. Островского (1956). Электронагревательная печь ТГ-1, снабженная автоматическим терморегулятором и хорошо работающая при температурах выше 400°, была специально отрегулирована для низких температур. Для полной герметизации рабочего пространства автоклава применялась свинцовая прокладка.

Таблица 55
Химический состав образцов, подвергнутых искусственной гидратации (в вес. %)

Оксиды	1	2
SiO ₂	72,61	75,72
TiO ₂	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	14,40	13,64
Fe ₂ O ₃	1,56	0,90
FeO	0,41	0,26
MgO	Следы	0,07
CaO	1,07	0,97
K ₂ O	6,59	4,67
Na ₂ O	3,20	3,52
H ₂ O ⁺	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,12	0,00
CO ₂	—	0,42
Сумма	100,10	100,27

1 — стекло, полученное в лабораторных условиях при плавлении фельзита Мухор-Талинского месторождения перлита (Западное Забайкалье); 2 — перлит, Арагацкое месторождение (Армения). После прокаливания при 450°.

Описание образцов до опыта. Для исследования были взяты два образца стекла липаритового состава (табл. 55).

Петрографическое описание арагацкого перлита (обр. 2) приведено выше. Отметим, что некоторое количество CO₂, очевидно, связано с примесью вторичного кальцита. Светопреломление стекла до гидратации $1,495 \pm 0,003$. Содержание воды в сырой породе составляет 2,78%. Обр. 1 напоминает обсидиан ($N = 1,484 \pm 0,003$), он не содержит ни воды, ни других летучих компонентов. Кроме стекла, в образце присутствуют сравнительно редкие агрегаты чешуйчатого кристобалита.

Оба образца перед началом опыта были подвергнуты дегидратации при 800° в течение пяти часов. В результате этой обработки арагацкий перлит полностью дегидратировался. Светопреломление дегидратированного стекла понизилось до $1,484 \pm 0,003$. Видимых изменений микроструктуры в образце не произошло. Повторный обжиг при температуре 1100° показал, что стекло не вспучивается. Обр. 2 после обжига при 800° остался без изменений. Гидратации при разных режимах были подвергнуты две фракции: 0,24—0,30 и 1—3 мм.

Результаты опыта. Для исследования были взяты две фракции вулканического стекла.

Фракция 1—3 мм. Стекла обоих типов были подвергнуты гидратации при 150° и давлении 4,8 атм. По истечении 10 суток оказалось, что стекло обр. 1 приобрело слабое двупреломление, особенно заметное по краям обломка. Показатель преломления стекла в краевой части обломка равен 1,487; в центральной части показатель преломления остался без изменений. Среднее содержание воды, определенное как потеря при прокаливании, составило 0,17%. Если учесть, что на 1% воды изменение светопреломления составляет 0,0044, то в краевой части гранулы количество воды составило около 1%. Повышение светопреломления по периферии обломка связано с возникновением каемки гидратированного стекла. Указанная каемка отчетливо заметна при фазово-контрастном освещении благодаря появлению синеватой окраски. Ширина каемки 0,4 мм. Скорость диффузии согласно простому арифметическому расчету составляет 0,6 м в час. В обр. 2 также появилось заметное двупреломление. Показатель преломления по периферии обломка достиг 1,4935, что соответствует 1,7% воды. Среднее водосодержание оказалось равным 0,37%.

Фракция 0,24—0,3 мм. Второй опыт также продолжался 10 суток, однако давление равнялось 15,4 атм при 200° .

После вскрытия автоклава оба стекла также оказались гидратированными. Обезвоженный арагацкий перлит (обр. 2) поглотил в среднем 3,09% воды, что на 0,31% больше, чем ее было в природном материале. Соответственно увеличился и показатель преломления стекла. Прокаливание образца при 100° в течение одного часа показало, что вес образца не изменился. Стекловатая фаза, до этого совершенно гомогенная, как и в первом опыте, приобрела характерную неоднородность, наблюдавшую во многих природных вулканических стеклах. В стекле возникли грубо сферические участки размером 0,01—0,05 мм, проявляющие отчетливую оптическую анизотропию (табл. XI, 1, 2, 3). Края сфероидов в большинстве случаев отличаются большим двупреломлением, чем их центральные части. Последние часто совершенно изотропны и при вращении столика сохраняют темную окраску.

Светопреломление в краевых частях сфероидов равно $1,503 \pm 0,003$, в центре — $1,493 \pm 0,003$. Зная светопреломление обезвоженного и гидратированного стекла, можно подсчитать содержание воды в искусственном перлите по формуле — ($N_{\text{перлита}} - N_{\text{безвож.стекла}}$) : 0,0044.

Аналогичный расчет был произведен для одной из гранул искусственного перлита (табл. XI, 2). В обломке отчетливо заметно наличие трех концентрических зон с разным светопреломлением. Результаты определения светопреломления в каждой из зон и соответствующее содержание воды приведены в табл. 56.

Таблица 56
Изменение содержания воды в различных частях обломков

Зоны	Показатель преломления	Рассчитанное содержание воды на единицу площади, %	Площадь зоны, %	Количество воды, %
Внешняя зона (табл. XI, 2, а)	1,503	4,3	36	154,8
Средняя зона (табл. XI, 2, б)	1,496	2,7	25	67,5
Центральное ядро (табл. XI, 2, в) . .	1,493	2,0	39	78,0

По данным табл. 56 среднее содержание воды составит $\frac{154,8 + 67,5 + 78,0}{100} = 3,003$. Полученный результат совпал с опытным определением (3,09). Приведенный расчет показывает, что содержание воды возрастает от центра к периферии гранулы.

Таким образом, нами искусственно была создана неоднородность в содержании воды, которая наблюдается во многих природных стеклах. Возникновение каемок натяжения, вероятно, связано с образованием в стекле зон, обладающих различной плотностью. Естественно, что на границе участков с различной плотностью возникают напряжения, которые приводят к появлению оптической анизотропии. При достаточной степени гидратации по краю каемки возникают сферические трещины (табл. XI, 1, 2, 3). Во всех указанных случаях трещины повторяют форму анизотропного участка. В большинстве случаев они имеют форму замкнутого круга или ряда грубо концентрических окружностей, весьма напоминающих обычную перлитовую структуру. Следует указать, что каемки натяжения, аналогичные описанным, неоднократно наблюдались и в природном стекле в центральной части перлитовых концентров.

В обр. 1 наблюдаются те же изменения, что и в обр. 2, однако здесь они выражены менее четко. Очевидно, это связано с меньшим количеством поглощенной воды (1,5%). В результате искусственной гидратации оба образца приобрели способность вспучивания при быстром нагреве до температуры 1000—1100°.

Образования, тождественные только что описанным, наблюдались нами в мелких обломках (фракция 0,1—0,5 мм) заюковского туфа. Трещины, возникающие по границе анизотропного участка, повторяют контуры обломка. Это лишний раз подтверждает гипотезу о возникновении перлитовых трещин после полного остывания стекла.

Весьма интересны следующие факты. Дегидратация перлита происходит без изменения структуры вещества. Наблюдаемые изменения ограничиваются соответственным уменьшением светопреломления. В результате искусственной гидратации все свойства стекла восстанавливаются. Этот процесс, по всей вероятности, может быть повторен бесчисленное число раз. Все это позволило ряду исследователей прийти к выводу, что вода в стекле концентрируется в тончайших каналах (Saucier, 1951; Мануйлова, 1961). Для проверки указанных предположений было предпринято электронномикроскопическое исследование водосодержащих стекол. Результаты этого исследования приводятся в следующем разделе.

Электронномикроскопическое изучение обсидиана и перлита

В данной работе описывается первый опыт применения электронномикроскопического исследования для изучения вулканического стекла. Прилагаемые электронномикроскопические снимки получены в лаборатории ИГЕМ АН СССР К. А. Фроловой. В одном случае исследованию было подвергнуто нетравленное стекло, в другом — производилось травление.

При помощи электронного микроскопа изучались две разновидности вулканического стекла: обсидиан Джрабер-Фонтанского месторождения и перлит Мухор-Талы. На табл. XII, 1—2 показаны реплики, снятые с обсидиана до и после травления HF. В первом случае, вследствие «монотонности» поверхности стекла, реплика получилась маловыразительной. Однако на ней отчетливо видны многочисленные поры разме-

ром <1 мкм. Вторая реплика снята с протравленной поверхности обсидиана. Травление HF производилось в течение 10 мин. Более длительное травление ведет к разложению стекла и выделению на протравленной поверхности белого опаловидного вещества. Протравленная поверхность обязательно промывалась. Возможные продукты разложения стекла удалялись путем последовательного многократного наложения вещества реплики. Как и на первом снимке, реплика, снятая с обсидиана, характеризует ровную, однородную поверхность (табл. XII, 2). В ряде случаев на ее фоне выделяются бугорки кристаллитов, тени от которых, образующиеся при напылении, имеют форму треугольника с одинаковым углом при вершине. Указанное обстоятельство подтверждает принадлежность всех кристаллитов к одному виду.

Иная картина наблюдается после травления перлита (табл. XII, 3). Наличие сфероидов разных порядков, очевидно, отражает особенности более тонкой структуры стекла, которую мы не видим при обычном микроскопическом исследовании. По всей вероятности, она является следствием натяжений, возникающих при образовании перлитовой структуры. Так как в обсидиане подобное явление не наблюдается, надо полагать, что сфероидальная отдельность возникает или получает возможность проявиться в результате вторичного процесса. На табл. XII, 3 видны углубления (диаметром 0,05—0,1 мкм), сравнительно равномерно рассеянные по поверхности образца. Однако в данном случае эти каналы, по всей вероятности, того же порядка, что и в обсидиане. Вода в стекле, очевидно, концентрируется в порах — каналах гораздо меньшего размера. Размер каналов этого типа скорей всего приближается к размеру пор, установленному в опалах, и не превышает 200 Å.

ВЫВОДЫ

1. Наиболее интересные данные получены при искусственной гидратации стекла. Установлено, что вторичная гидратация в твердом, уже остывшем, стекле возможна.

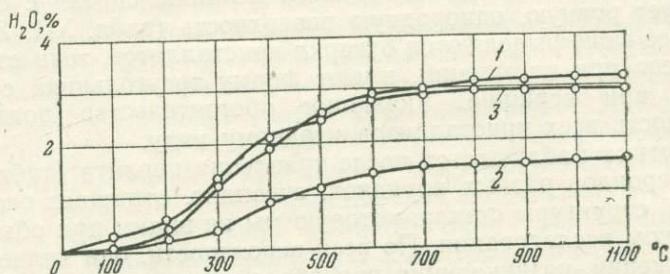
Гидратация происходит при низких температурах и давлении.

Впервые в экспериментальной практике показано, что образование перлитовой структуры связано не с ликвацией и не с контракционным растрескиванием, а с процессом вхождения воды в твердое вулканическое стекло и ее неравномерным распределением. Несомненно, этот процесс может быть только вторичным. Таким образом, большая часть воды в вулканических стеклах с перлитовой отдельностью имеет вторичное происхождение. Отсюда понятно отсутствие перлитовой структуры в маловодных стеклах обсидианового типа. Предположение о вторичной природе воды отчетливо подтверждается и при рассмотрении кривых дегидратации (фиг. 28), полученных для искусственного и природного дегидратированного перлита. Характер выделения воды в том и в другом случае совершенно идентичен. Отсюда ясно, что по количеству воды в стекле нельзя судить о ее первичном содержании в лаве.

Блестящим подтверждением возможности вторичной гидратации в природе является возникновение мареканитов (обсидианово-перлитовых пар), петрографические особенности которых детально рассмотрены выше. Особенно интересен пример возникновения перлитовой структуры в обломках заюковского туфа. Эффект анизотропии стекла здесь полностью аналогичен соответствующему эффекту, полученному при искусственной гидратации стекла (ср. табл. XI, 1—3 и табл. VIII, 2—A, Б). В отложениях заюковских туфов исключена возможность образования внутренних сфероидов путем ликвации или контракционного растрескивания. Трешины повторяют форму обломков и, несомненно, возникли в уже полностью затвердевшем стекле после его выпадения.

на поверхность земли. Сравнение этих фигур свидетельствует о том, что нам удалось моделировать природный процесс и таким образом объяснить природу перлитовой структуры в заюковском туфе.

Параллельно с гидратацией при низких давлениях, нами была сделана попытка гидратировать крупную фракцию (0,8—10 мм) при давлении в 275 атм. При этом за то же время в стекло вошло значительно



Фиг. 28. Кривые дегидратации искусственного перлита.

1 — регидратированный перлит, обр. 2, Арагацкое месторождение; 2 — искусственно гидратированное стекло; обр. 1; 3 — «сырой» перлит Арагацкого месторождения. Характерно почти полное совпадение кривых 1 и 3

меньшее количество воды. Отсюда понятны различная степень вторичной гидратации плотного и пористого стекла и наличие мареканита арагацкого типа. Понятны также резко повышенное количество воды в верхней зоне пористых пемзовых перлитов и возникновение сложной дифференциации в распределении воды в пределах потока.

2. Природные факты свидетельствуют о том, что в ряде случаев не вся вода является вторичной. Эксперимент Хемпеля показал, что на некоторой глубине, которая соответствует давлению в 85 атм, может возникать водное стекло, содержащее 0,65% воды. Уменьшение давления насыщенного пара естественно вызывает уменьшение содержания воды.

В интервале глубин от 0 до 65 м (предел пемзообразования, по Воларовичу и Чепурину, 1944), очевидно, образуются только безводные стекла или содержащие 0,1—0,2% воды. Ниже начинают появляться стекла, содержащие до 0,3—0,5% воды. Вывод о количественном различии первичной воды в стекле обсидианового типа подтверждается данными о соответствующих колебаниях в содержании остаточной высокотемпературной воды, которые были получены в результате изотермического обжига.

В том случае, когда верхняя зона потока уже охладилась, а в нижней по мере охлаждения продолжается выделение воды, возможна и гидротермальная гидратация более высоких уровней. Вывод о двух типах воды подтверждается петрографически (различие во влиянии на светопреломление) и экспериментально. Вероятно, что наличие именно первичной воды вызывает адсорбцию инфракрасного спектра в интервале 2,7—3 μ и вторую эндотермическую остановку, фиксируемую на дифференциальной термограмме. Вероятно, вода представлена мономерной группой OH.

Вместе с тем указанные методы свидетельствуют о наличии стекол, содержащих только вторичную воду и воду обоих типов. Рассмотренные выше данные термометрии и инфракрасного спектра в сочетании с только что приведенными рассуждениями позволяют выделить два ряда вулканического стекла.

Первый ряд: безводное стекло (обсидиан) → слабо гидратированное стекло (если содержание воды < 1%, то его тоже называют обсидианом) → перлит (в его состав входит только вторичная вода). Второй ряд: обсидиан (содержит ювелирную воду) → перлит (присутствует первичная и вторичная вода). В зависимости от того, какое из этих стекол мы будем изучать, будут проявляться и специфические эффекты: наличие поглощения в области 2,7 μ и одна высокотемпературная остановка; наличие поглощения в интервале 3 и 6 μ и две эндотермические остановки и т. д.

3. Вулканические стекла ряда месторождений, кроме воды, содержат значительное количество газов — CO_2 , N_2 , H_2 , инертные газы. В виде сублиматоров присутствуют F_2 , Cl_2 , S_2 . Отсутствие среди газов кислорода указывает на наличие процессов окисления, происходящих как в процессе остывания стекла, так, очевидно, и после его охлаждения. Газовая фаза концентрируется главным образом в порах диаметром 0,001—0,2 м.м. Вода локализуется в порах значительно меньшего размера. Состав летучей фазы изменяется во времени, причем содержание газов со временем уменьшается, а содержание воды возрастает.

4. Произведенный эксперимент показал обратимый характер процесса гидратации. Дегидратированное стекло было гидратировано в автоклаве при 200° и давлении 15,4 атм. Указанный процесс может быть повторен большое количество раз, причем изменений микроструктуры стекла не наблюдается. Таким образом, вслед за другими исследователями (Мануйлова, Варшал, Майер, 1962), можно предположить существование в стекле каналов, в которые вода заходит даже при небольшом давлении. Точка зрения о существовании в стекле каналов подтверждается также возрастанием показателя преломления при увеличении содержания воды. Очевидно, последняя вытесняет газы, что в свою очередь влияет на светопреломление стекла. О наличии каналов можно судить по некоторым электронномикроскопическим снимкам. Однако при увеличении в 11 000 раз могут быть видны только наиболее крупные из них. По аналогии с опалами, диаметр каналов, очевидно, варьирует от 10 до 200 Å.

Рентгенометрические размеры диаметра каналов подтверждаются опытом Баруса с водным раствором азотнокислого кобальта. Стекло в этом случае играет роль полупроницаемой перепонки, пропуская воду и задерживая крупные ионы Со. В то же время процесс входления воды является не просто механическим вытеснением газа. Об этом свидетельствуют данные инфракрасной спектрометрии, показывающие наличие комплексов со слабыми водородными связями.

Глава 5.

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА И ЕГО ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Стекло магматогенного типа, в широком смысле этого слова, может образовываться в результате как близповерхностного интрузивного, так и эффиузивного процессов (эксплозия, экструзия, собственно эффиузия). Хотя стекловатые разновидности известны для пород любого состава, слагая приблизительно 5—10% от всей массы эффиузивов, наибольшее распространение имеет стекло, содержащее 68—75% SiO_2 . Даже в основных породах стекло, которое участвует в формировании интерсертальных структур, отличается повышенным содержанием SiO_2 . Из сказанного ясно, что образование стекла в пирогенных условиях зависит в первую очередь от вязкости расплава и условий охлаждения. Термодинамические свойства стекла определяют его способность к превращению в кристаллический агрегат путем кристаллизации подобно жидкости. Указанная способность стекла может проявляться на разных стадиях его формирования: при остывании в магматическую стадию процесса или при охлаждении под действием времени. В тех случаях, когда стекловатые породы попадают в область повышенных температур и давлений, они в первую очередь (среди других пород разреза) подвергаются метаморфическим изменениям. Характерно, что метаморфизм стекла по скорости значительно опережает девитрификационный процесс. Вулканические стекла, образовавшиеся на поверхности, отличаются низким содержанием воды. Поглощая атмосферную влагу, они гидратируются, превращаясь в многоводное стекло перлитового типа. В то же время при гидратации возникает характерная концентрическая отдельность. В зависимости от содержания летучих, характера и степени изменений стекло обладает теми или иными промышленными свойствами.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИРОДНЫХ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ СТЕКОЛ

Изучение месторождений вулканического стекла показало, что образование стекловатых пород может происходить в различных условиях¹. Условия формирования определяют и морфологические особенности тел. В одних случаях это интрузивы гипабиссального типа (дайки, лакколиты и штоки), в других — потоки, в третьих — экструзивные купола и, наконец, покровы и «слои», образование которых

¹ Первая попытка типизации месторождений вулканических стекол по генетическому принципу была сделана в 1960 г. (совместный доклад В. П. Петрова и В. В. Наседкина на Ученом Совете ИГЕМ АН СССР).

Таблица 57

Генетические типы месторождений водосодержащих вулканических стекол

Тип месторождения	Подтип месторождения	Локализация и мощность зоны стекла, м	Пример	Вероятные запасы, т
Интузивный	Дайки			
	Простые	На всю мощность тела, 1—20	Чулак-Тау (Южный Казахстан); Тумор, Глен-Шуг (о-в Аран, Шотландия)	
	Зональные	В эндоконтактовой зоне, 0,1—10	Сердоболь (северный берег Ладожского озера)	
	Участкового строения	В центральной зоне, 3—20	Закульта (Западное Забайкалье)	Десятки — несколько сотен тысяч
		В виде участков неправильной формы в различных частях тела, 1—20	Мухор-Булык (Забайкалье)	
	Штоки	В эндоконтактовой зоне, 1—10	Селлатур, Бондолфур (Исландия)	
Эффузивный	Лакколиты	То же		
	Одиночный поток			
	Простой	На всю мощность тела, 30—60	Обсидиановый обрыв (Вайоминг, США)	
	Зональный	В верхней краевой зоне, 70—90	Нурнус-Гутансарский поток (Армения)	Десятки — сотни миллионов
	Плато-поток			
Экструзивный	Зональный	То же, 30—40	Плато Питчстоун (США)	Миллиард — десятки миллиардов
	Купол			
	Растекшийся	В верхней краевой зоне, 1—50	Мухор-Тала (Забайкалье)	Миллионы
	С отдельными потоками	В верхней и нижней краевых зонах, 1—100	Горы Ардов, Шарок, Керек (Закарпатье)	Несколько десятков миллионов
	Неккоподобный	В эндоконтактовой зоне, 1—10	Рокосово, гора Запсонь (Закарпатье)	
	Трубка взрыва	В эндоконтактовой зоне трубы	Гора Запсонь	Десятки — несколько сотен тысяч
	Купольный агломерат (агломератовая мантия)	На всю мощность тела	Горы Хаеш, Ардов, Рокосово	

Таблица 57 (окончание)

Тип месторождения	Подтип месторождения	Локализация и мощность зоны стекла, м	Пример	Вероятные запасы, т
Эксплозивный	Сваренный туф			
	Покровы в тысячи квадратных километров (1—8 ты.)		Вайоминг, Монтана, Айдахо (США)	Миллион — сотни миллионов
	Покровы в сотни квадратных километров	В нижней зоне в виде линз и неправильных тел, 0,5—6	Северный остров (Новая Зеландия)	Сотни тысяч — несколько миллионов
	Потоки в десятки квадратных километров.		Архарлы, Семей-Тау (Южный Казахстан)	
	Витрокластический туф	На всю мощность тела	Рокосово, Заюково (Кабардинская АССР)	Десятки — сотни миллионов

связано с эксплозивной деятельностью. Таким образом, все месторождения стекловатых пород разделены на четыре генетических типа: интрузивный, эфузивный, экструдтивный и эксплозивный. Каждый из выделяемых типов в свою очередь подразделяется на серию подтипов. В связи с определенными условиями локализации стекла среди последних выделяются более дробные порядки. Классификация месторождений с указанием условий локализации стекловатых пород в том или другом генетическом типе приведена в сводной таблице (табл. 57). Рассмотрим особенности стекловатых пород в названной выше последовательности.

Стекло интрузивного генезиса (близповерхностные интрузии)

Сведения, которыми располагает автор о стекле в краевых частях штоков и лакколитов, довольно ограничены и исчерпываются данными, приведенными в табл. 57. Дайковые тела изучены более подробно.

В табл. 58 приведены некоторые данные о простых и сложных стекловатых дайках отечественных и зарубежных месторождений.

Первые целиком состоят из стекла. К этой группе относятся дайки о-ва Арран и Чулак-Тау. В сложных телах наблюдается два типа зональности: прямая и обратная. В первом случае стекло образует зальбаны дайки, центральная часть сложена кристаллической породой типа фельзита или полосчатого липарита. Мощность стекловатых зон обычно невелика (0,1—10 м). Иную картину представляют сложные дайки с обратной зональностью или дайковые тела участкового строения. В данной работе отмечалось несколько месторождений этого типа.

Тела зонального (Закульта, Забайкалье) и участкового (Мухор-Булык, Забайкалье) строения близки между собой. В первом случае стекло, слагающее центральную часть тела, образует выдержанную зону, во втором — оно образует участки неправильной формы, расположение которых в то же время подчинено единому общему направлению. Образование обратной зональности, вероятно, связано с процессом девитрификации.

Дайки стекловатых пород

Месторождение	Параметры, м		Характеристика стекла		Возраст
	длина	мощность	содержание воды, %	текстура	
Тумор, Глен Шуиг (о-в Аран, Англия; Carmichael, 1960 ^{1,2})	—	3—5	4—4,5	Массивная	
Барун-Аршан (Забайкалье)	300—350	30—40	5—6	Массивная, тонкополосчатая	Третичный Верхний мезозой
Мухор-Булык (Забайкалье)	100	20	5—6	То же	То же
Закульгинское (Забайкалье)	1300	30—200	5—7	Массивная	Верхняя юра
Чулак-Тау (Южный Казахстан)	900	6,5—8	7,2—7,5	То же	Нижняя юра

Первичное стекло, слагающее дайковые тела, по-видимому, содержит больше воды, нежели первичное стекло, формирование которого происходило на дневной поверхности. В пользу данного предположения говорит сравнение водосодержания одновозрастных стекол, образовавшихся в интрузивных и эфузивных условиях. Например, стекло из дайки Кара-Чок (Чулак-Тау) характеризуется наибольшим среди стекол Казахстана содержанием воды (7,5%). Если принять условия вторичной гидратации равными, то можно предположить, что разница в содержании воды связана с условиями образования стекла.

В связи со спецификой залегания и ограниченными запасами промышленное значение вулканических стекол, связанных с гипабиссальными интрузиями, незначительно.

Стекловатые породы эфузивного генезиса

Из описания месторождений Закавказья и Иеллоустонского Парка (США) видно, что кислые лавы могут давать и весьма значительные потоки длиной до 15—30 км. Главной особенностью лав этого типа является сравнительно высокая подвижность материала, что в первую очередь зависит от содержания в лаве летучих компонентов. Свидетельством высокого содержания летучих является наличие в верхних частях потоков горизонтов пористого строения, содержащих до 20—24 см³ газов на 1 кг породы. Если к этому количеству газов прибавить примерно такое же количество паров воды, то общее содержание летучих достигнет весьма внушительной цифры. Извержения подобного рода обычно сопровождаются довольно значительной эксплозивной деятельностью. В зависимости от объема извержения образуются одиночные потоки и серии потоков, которые, растекаясь в разные стороны от центра извержения, образуют своеобразные плато-потоки изометричной формы.

Таким образом, среди эфузивных стекол выделяется два подтипа: одиночного потока и плато-потоков.

Одиночные потоки

Морфология одиночных потоков может быть различна. Очень редко встречаются мощные потоки, состоящие целиком из стекла. Чаще всего потоки имеют дифференцированное строение. Рассмотрим отдельно каждую морфологическую разновидность.

Поток простого строения. Уникальным примером недифференцированного стекловатого потока является поток «Обсидиановый обрыв», находящийся в пределах Иеллоустонского Парка в США. Площадь, занимаемая потоком, составляет 11 км^2 ; мощность его достигает 60 м. Поток целиком состоит из стекла. Для некоторых частей потока характерны сферолитовые и лиофизовые образования.

Подобная мощность чистого стекла несколько необычна и, по-видимому, является результатом быстрого охлаждения потока, зажатого между крутыми бортами каньона.

Зональный поток. Типичный пример зональности липаритового потока был показан при описании Джрабер-Фонтанского месторождения. В данном разделе мы повторим лишь наиболее характерные ее признаки. Нижняя часть потока сложена флюидальным липаритом, последний вверх по разрезу сменяется вулканическим стеклом. Верхняя часть стекловатой зоны представлена пористым пемзовидным стеклом, нижняя — массивной разновидностью. Пористое стекло содержит значительно большее количество летучих, чем стекло нижней зоны. Обогащение летучими происходит не только за счет вторичной воды, но и в значительной степени зависит от повышенного содержания газов. Изучение пористых разновидностей Арагацкого месторождения показало, что содержание газов в пористом стекле может достигать 48% от общего количества летучих. Между кристаллической и стекловатой зонами в пределах одного потока обычно существует переходная зона.

Переходная зона состоит из полосчатого стекла, в котором наблюдается линейное чередование полос, имеющих стекловатое и фельзитовое или аксиолитовое строение. В ряде случаев переходная зона выражена слабо и представлена стеклом, содержащим многочисленные сферолиты кали-натриевого полевого шпата и кристобалита или тридимита. Кроме Нурунс-Гутанасарского месторождения, вулканические стекла участвуют в строении еще ряда потоков. В частности, аналогичные образования известны на о-ве Липари (Италия), в некоторых районах Армении (Ак-Даг и др.), на территории Иеллоустонского Парка и в ряде других районов.

Плато-потоки

Термин плато-потоки в отношении пород риолитового ряда применяется за рубежом для обозначения крупных потоков, занимающих весьма значительные площади.

В Иеллоустонском Парке (США) плато-потоки занимают в общей сложности около 2560 км^2 (Boyd, 1961). Наиболее крупный из них, плато Питчстоун, составляет 266 км^2 . Юго-восточная часть потока имеет мощность 300 м, восточная и южная — 90—150 м. Разрез имеет следующее строение (сверху вниз). Верхняя часть разреза сложена шлакоподобным (пемзовидным) стеклом мощностью 30 м. Далее следует массивное обсидиановое стекло. Стекло сменяется флюидальным липаритом. По мере приближения к подошве в породе появляется стекло, и в основании потока залегает обсидиан, содержащий значительное количество сферолитового вещества. Мощность нижней, стекловатой зоны достигает 9 м. Туф, подстилающий лавовую породу, обнаруживает явные следы спекания.

Как следует из описания, эфузивное стекло образует максимальные концентрации, которые, естественно, имеют и наибольшее промышленное значение.

Ниже приводятся следующие характерные признаки, которые отличают данные месторождения.

1. Обилие лавового материала. Ранее было отмечено, что площадь, занимаемая липаритами Иеллоустонского Парка, составляет более 2500 км². Количество лавового материала в объемном выражении достигает примерно 800 км³. Отдельные потоки занимают меньшие площади (20—50 км²), однако и здесь общее количество изверженной лавы варьирует от 6 до 20 км³. В этой связи хотелось бы отметить пространственную приуроченность наиболее крупных массивов липаритов к полям интенсивного развития сваренных туфов (США, Армения).

2. Вторым признаком, без которого невозможно представить себе образование потоков, является достаточное содержание в них летучих. Последние в конечном счете и обуславливают способность материала к течению. О повышенном содержании летучих компонентов свидетельствуют пемзovidные текстуры стекол, наблюдаемые в верхних частях потоков, причем чрезвычайно характерны постепенные переходы между пористым и плотным веществом.

3. Стекло, как правило, отличается большой гомогенностью, особенно пористые разновидности.

4. Извержение крупных масс кислых эфузивов, по всей вероятности, определяется вулканским типом извержения. Образование липаритов, как правило, предшествует довольно интенсивная эксплозивная деятельность. Излияния лавы связаны с определенными центрами. Классическим примером извержения подобного типа является деятельность вулкана Пелато на о-ве Липари. Здесь довольно крупный поток, состоящий из вулканического стекла, прорывает туфовый конус. Связь с определенными центрами извержения установлена также на Джрабер-Фонтанском месторождении (Армения) и в Иеллоустонском Парке (Boyd, 1961).

Стекло экструзивного генезиса

В отличие от эфузивного процесса, экструзивные купола образуются при выжимании вязкой, часто стеклоподобной лавы. Формирование купола — особый тип вулканического извержения. Все изученные нами экструзивные купола можно подразделить на растекшиеся и неккоподобные.

Между главными видами существуют и переходные. С формированием куполов связаны и другие типы стекловатых пород, в частности, стекло агломератовой мантии и трубы взрыва. Рассмотрим каждое из этих образований в отдельности.

Растекшийся купол. Примером такого купола является Мухор-Талинский экструзив. Вязкость лавы в момент извержения, очевидно, была недостаточно велика для образования типичного купола. Края его растекались, образуя слегка вытянутое в плане покровообразное тело. Убедительным доказательством выжимания лавы в процессе экструзии, а не ее течения в виде потока, является строение самого купола. В его центральной части расположен неккоподобный выступ с вертикальной ориентированной флюидальностью. Стадия некка, однако, в этом случае была выражена недостаточно четко. В формировании этого купола большое место занимало горизонтальное перемещение материала, характерное для эфузивного процесса. Образование стекла происходило в верхней краевой части купола.

Центральная часть и нижние части краевой зоны закристаллизовалась с образованием фельзита и полосчатого липарита. Стекловатая и закристаллизованная части связаны переходной зоной. В основании потоков, отходящих от центра, стекловатая зона не наблюдается. Очевидно, это связано с внедрением купола в отложения еще горячего туфового материала.

Неккоподобный купол. В отличие от предыдущего случая встречаются купола (гора Хаеш, Рокосово; Закарпатье) с отчетливо выраженной стадией некка. Схема формирования подобных куполов описана В. П. Петровым (1961). В начальную фазу образуется некк в виде обелиска, напоминающего иглу Пеле. Краевая часть обелиска представлена стекловатой породой. По мере вздымания обелиска происходит шелушение его стенок и образование осыпи — так называемой агломератовой мантии, или купольной брекции. Такая осыпь сложена обломками и глыбами горячего стекла, между которыми наблюдаются отчетливые следы спекания. Пространство между глыбами заполнено мелкообломочной массой. Некоторые спекшиеся обломки образуют ориентированную текстуру с характерными признаками течения.

В следующую стадию происходит формирование самого купола. Некк приобретает веерообразную форму, покрывая отложения туфового агломерата. При этом его краевые части несколько расползаются. В этом подтипе куполов стекло образует верхнюю и нижнюю краевые части купола. Центральная часть, как правило, сложена закристаллизованной породой. Подобные купола, как было отмечено ранее, широко развиты в Закарпатье и в ряде других вулканических областей, в частности в США (штаты Нью-Мексико, Вайоминг).

Для этих куполов весьма характерно, что плоскости флюидальности падают по направлению к центру экструзива. Размеры куполов варьируют довольно широко. Диаметр закарпатских куполов составляет 0,2—1,0 км. Купол Гиббон Хилл (США) достигает в диаметре 1,6 км. Известны и мелкие купола диаметром 100—200 м (Камчатка, Курильские острова). Над поверхностью купола возвышаются на 100—300 м.

Характерной особенностью куполов является возможность эксплуатации не только массивного стекла, залегающего в краевой части купола, но и обломков, слагающих агломератовую осыпь.

Выше было отмечено, что на определенной стадии образования некоторых экструзивных куполов наблюдается шелушение стенок вздымающегося некка с образованием осыпи, состоящей из разноразмерных обломков стекла. Размер обломочного материала изменяется в широких пределах: от глыб, достигающих 5 м в поперечнике, до частиц в десяти доли миллиметра. В ряде случаев запасы купольной брекции превосходят запасы массивной стекловатой породы, залегающей в краевых частях купола. Стекло обычно имеет пористую текстуру. Материал отличается большой разнородностью, хотя и дает отдельные хорошо вспучивающиеся разновидности. Классическими примерами участков развития агломератовых образований этого типа являются купола Хаеш и Рокосово. Отложения пемзы такого же характера, мощностью до 27 м, примыкают к куполу Кишеги, Венгрия (Otvos, 1961).

К экструзивному типу можно отнести трубы взрыва. В краевой части Косино-Запсоинского экструзива залегает трубообразное тело, которое представлено брекчированной стекловатой породой. Трубка взрыва представляет побочный, «паразитический» кратер, очевидно, возникший на последней стадии формирования купола.

Характерной особенностью стекловатых пород экструзивных образований является интенсивное развитие процессов девитрификации и метаморфизма. Расстекловыванию способствует возможность длительного прогрева краевых частей купола, что обусловлено влиянием летучих, поднимающихся из глубин подводящего канала. Метаморфизующие поступулнические растворы вызывают изменение довольно значительных пространств, прилегающих к отдельным вулканическим центрам. В результате указанных изменений стекло замещается тонкозернистым агрегатом различного качества, что значительно ухудшает его промышленные свойства.

Стекловатые породы эксплозивного генезиса

Вулканические извержения эксплозивного характера приводят к образованию двух групп стекловатых пород: с одной стороны, мы имеем сваренные туфы, с другой — обычный витрокластический пепел.

Сваренные туфы

Не вдаваясь в детали разногласий о происхождении игнимбритов, автор настоящей работы присоединяется к той группе исследователей, которая считает, что игнимбриты образовались в процессе сваривания и кристаллизации пирокластов, отложенных лавиной, извергнутой в виде высокоподвижной эмульсии обломков в газе. Подобные лавины могут скатываться по склонам вулкана и извергаться из трещин, образуя покровы или тела потокоподобной формы. Ключ для понимания генезиса образований этого типа дает сравнительно недавнее появление падающей туши при извержении вулкана Безымянного (Горшков, 1961), а также Катмайского потока туфов на Аляске (Fenner, 1920). Хотя при этих извержениях образовались относительно небольшие и плохо сцепленные отложения, по сравнению с огромными риолитовыми покровами игнимбритов Новой Зеландии и западной части Северной Америки, общие черты сходства вскоре были обнаружены для некоторых типов пирокластов в СССР, Новой Зеландии, Австралии и США. В последние годы было показано, что игнимбриты встречаются не только среди продуктов извержений кайнозойского возраста, но и в более древних образованиях, вплоть до среднего палеозоя и докембра. В СССР, кроме ранее известных игнимбритов Армении, сваренные туфы обнаружены на Камчатке (Пийп, 1961; Апрельков, 1961), в вулканических толщах северного побережья Охотского моря (Сперанская, 1961), на Урале (Червяковский, 1961), в Казахстане (Миллер, 1961; Фремд, 1961) и в ряде других районов Советского Союза.

С точки зрения возможности применения стекловатых игнимбритов для получения вспученного перлита, нами рассматриваются как зональные, так и слабозональные игнимбритовые тела. Размеры тел могут быть различны. В одних случаях игнимбриты слагают весьма значительные по площади покровы ($1-8$ тыс. км^2), в других — покровы меньших размеров и в третьих — небольшие потокоподобные тела. Критериями для выделения этих трех групп являются не только размеры тел, но, очевидно, и некоторое различие в механизме их образования (Устинев, 1961). Однако рассмотрение указанных вопросов не входит в задачу автора. В настоящем разделе будут показаны лишь морфологические особенности игнимбритовых тел с точки зрения условий локализации стекловатых разновидностей. Так как слабозональные тела состоят целиком из стекловатых обломков, то более подробно следует остановиться на характеристике сложных дифференцированных тел игнимбритов. Классические разрезы зональных игнимбритов представлены четырьмя зонами (Martin, 1957). Верхняя зона обычно состоит из слабо сваренного или рыхлого туфа витрокластического типа; ниже по разрезу она сменяется литоидной зоной. Эта зона состоит из плотно сваренных обломков кристаллического строения.

Указанная зона, вероятно, оставалась горячей наиболее длительное время. Отсюда максимальная кристаллизация и сваривание. Ниже литоидной зоны залегают стекловатые игнимбриты. Мощность стекловатых разновидностей в большинстве случаев не превышает $0,5-5$ м. В основании разреза часто расположен слой несваренного туфа. Изученные нами сваренные туфы Семей-Тау состоят из нижней — стекловатой и верхней литофицированной зон. Верхняя зона слабо сваренного туфа, очевидно, уничтожена эрозионными процессами. Следует

подчеркнуть некоторую неоднородность в строении самой стекловатой зоны. Последняя не всегда образует выдержаный горизонт, но в ряде случаев состоит из системы линз и тел неправильной формы. Эта особенность строения связана с условиями девитрификации, которая имела место в процессе сваривания пирокластов.

Витрокластический туф

Крупные концентрации витрокластического туфа известны в различных частях Советского Союза, в частности в районах интенсивного развития продуктов вулканической деятельности. На Кавказе (Кабардино-Балкарская АССР, Армения) пирокласты кислого состава обычно ассоциируют с вулканическими стеклами как эфузивного, так и экструзивного генезиса.

В настоящей работе было отмечено наличие стекловатых туфов вблизи ряда экструзивов Закарпатья. Опробованию на вслучивание, в частности, были подвергнуты туфы района Рокосово. Описываемые образования с юго-востока окаймляют Рокосовский экструзив, образуя подковообразную полосу шириной около 500 м. Туфы имеют мощность около 50—100 м и характеризуются покровными условиями залегания.

В состав породы входят два типа обломков: разноразмерные (0,5—10 см) обломки темно-серого стекла (I тип) погружены в мелко- и тонкообломочную пепловую массу. Последняя слабо каолинизирована и макроскопически имеет зеленовато-серую окраску. Размер пепловых частиц (II тип) варьирует от десятых до сотых долей миллиметра. Кроме стекловатого материала, в виде примеси (5—10%) присутствуют обломки фельзитов. Содержание в стекле воды составляет 3,5—4%, т. е. больше, чем в массивных разновидностях стекла краевой части экструзивного купола. Воду, содержащуюся в стекле пирокластов, по всей вероятности, следует считать гидратационной. Первичная вода здесь сохраниться не может, так как, согласно приведенным выше данным, полная дегидратация обломков размером 0,01—0,1 мм произойдет в течение нескольких десятков секунд или, во всяком случае, одной-двух минут при остывании горячих частиц стекла. Данное предположение также подтверждается материалами инфракрасной спектрометрии, которые показывают отсутствие экстремумов уже после нагревания обломков до 500°, в то время как при наличии высокотемпературной воды пик в интервале 2,7—3 μ в аналогичных условиях сохраняется. Более высокое содержание в туфе вторичной воды, по сравнению с массивным стеклом, объясняется более высокой гидратационной способностью тонко раздробленного стекловатого материала. Вода в стекле распределена несколько неравномерно. Крупные обломки и глыбы содержат ее в меньшем количестве, чем тонкообломочная масса. Классическим примером вторичной гидратации стекла являются туфы Заюковского месторождения.

К отрицательным признакам витрокластического туфа данного месторождения с промышленной точки зрения относятся следующие: 1) наличие постоянной примеси кристаллического материала; 2) довольно интенсивное изменение тонкообломочной массы туфа. В частности, имеется в виду его каолинизация. При рассмотрении перспектив использования туфов в качестве сырья для получения вслученного перлита следует иметь в виду, что вследствие большой реакционной способности туф всегда будет более изменен, нежели массивные разновидности перлита.

В настоящее время туфы описываемого месторождения используются для изготовления стеновых блоков, которые с успехом применяются местными организациями при строительстве жилых помещений.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ

Формирование вулканических стекол, как, впрочем, и всех эфузивных или близких к ним по генезису пород, происходит в две стадии. Первая стадия охватывает процессы глубинной кристаллизации и протекает при сравнительно высоких температурах и давлениях, вторая — связана с резким изменением условий кристаллизации и главным образом давления. Понижение давления может быть обусловлено разными процессами. Это или интрузия магмы в верхний структурный ярус земной коры и, таким образом, застывание в приповерхностных условиях, или эфузивный, экструзивный и эксплозивный процессы. Механизм указанных явлений достаточно сложен и характеризует определенный тип извержения. Рассмотрение этого вопроса, несомненно, должно являться объектом специального изучения. В настоящем разделе будут рассмотрены лишь некоторые стороны генезиса эфузивов, связанные в основном с условиями локализации стекловатых пород.

Первая стадия формирования эфузивной породы, как указывалось выше, характеризует определенный (глубинный) этап кристаллизации магмы.

Вторая (поверхностная или близповерхностная) по условиям минералообразования и последующего изменения распадается на ряд этапов. Если первая стадия характерна для большей части эфузивов и некоторой части интрузивных пород любого состава, то вторая отражает специфику образования вулканического стекла кислого состава и будет рассмотрена нами более подробно.

Мы выделяем следующие этапы кристаллизации и изменений при формировании месторождений перлита.

I. Глубинная кристаллизация.

II. Поверхностная кристаллизация.

1. Микролитовый этап.
2. Девитрификация.

III. Кристаллизация в пустотах.

IV. Метаморфогенные изменения.

V. Гидратация.

1. Экзогенная.
2. Термальная.

Этап глубинной (интрапеллурической) кристаллизации

Ранее были отмечены характерные ассоциации вкрапленников, присущие группе кислых эфузивов. В зависимости от состава вкрапленников условно было выделено несколько подтипов горных пород датитового и липаритового состава. Рассмотренные данные сведены в табл. 59. Кроме известных уже нам образцов, здесь фигурируют четыре образца (А, Б, В, Г) липаритово-датитовых стекол Северо-Атлантической вулканической провинции (Carmichael, 1960_{1,2}). Привлечение этого материала связано с тем, что видовой состав вкрапленников указанных пород отличается от фенокристов, изученных нами в стекловатых породах Советского Союза.

Несмотря на общее разнообразие состава вкрапленников, все перечисленные в табл. 59 породы обладают близким химическим составом. Химический состав обр. 819, 1582, 1126, 416, 1498 и 1526 приведен при описании соответствующего образца на стр. 92, 86, 96, 97.

О химическом составе образцов 1701, 1708, 1710 можно судить по показателю преломления обезвоженного стекла ($1,482 \div 1,492$). Приближенное определение главных пордообразующих окислов при помощи

Минералогический состав вкрапленников

Таблица 59

Номер образца	Месторождение	Оливин		Магнетит	Моноклинный пироксен		Ромбический пироксен	
		состав	содержание		состав	содержание	состав	содержание
1710	Центральная часть Чукотского полуострова	Fst ₂₈ Fyt ₇₂	Единичные зерна	—	—	—	—	—
819—60	Герцовцы, Закарпатье	Fst ₂₈ Fyt ₇₂	Редкие зерна	То же	—	—	—	—
A*	Бондолфур, Восточная Исландия	Fst ₁₅ Fyt ₅₅	0,2	0,3	CaSiO ₃ —44 FeSiO ₃ —42 MgSiO ₃ —14 CaSiO ₃ —42 FeSiO ₃ —40 MgSiO ₃ —18	0,8	—	—
B*	Тингмули, Восточная Исландия	Fst ₁₅ Fyt ₈₅	0,7	0,6	CaMgSi ₂ O ₆ —72 CaFeSiO ₆ —28	1,6	—	—
1701	Центральная часть Чукотского полуострова	—	—	Единичные зерна	CaMgSi ₂ O ₆ —77 CaFeSiO ₆ —23	2	—	—
1708—60	То же	—	—	То же	CaMgSi ₂ O ₆ —44 FeSiO ₃ —18 MgSiO ₃ —38	3	—	—
1528—60	Архарлы, Южный Казахстан	—	—	»	Отдельные зерна	—	Единичные зерна	—
6	Рокосово, Закарпатье	—	—	»	—	—	Редкие зерна	—
416	Ардов, Закарпатье	—	—	»	—	—	—	—
1498—60	Семей-Тай, Восточный Казахстан	—	—	—	—	—	—	—
1526—60	Архарлы, Юго-Восточный Казахстан	—	—	Единичные зерна	—	—	—	—
B**	Сгреп Ерг, о-в Апран	—	—	0,5	CaSiO ₃ —40 FeSiO ₃ —48 MgSiO ₃ —42	1,0	CaSiO ₃ —5 FeSiO ₃ —32 MgSiO ₃ —63	Отдельные зерна
Г*	Скретур, Восточная Исландия	—	—	0,2	CaSiO ₃ —44 FeSiO ₃ —41 MgSiO ₃ —15	Отдельные зерна	—	—
601—59	Ташкескен, Кураминский хребет	—	—	—	—	—	—	—

стекловатых пород кислого состава (в %)

Базальтическая роговая обманка	Биотит		Плагиоклаз		Кали-натриевый полевой шпат		Кварц
	состав	содержание	состав	содержание	состав	содержание	
50% Fe-составляющей	8—10	67% Fe-составляющей	5—6	An _{23—24}	12—14	—	—
50% Fe-составляющей	5—7	—	Единичные зерна	An _{38—43}	15—20	—	—
—	—	—	—	Or ₅ Ab _{77,9} An _{17,1}	8—9	—	—
—	—	—	—	Or ₃₃ Ab _{65,6} An _{31,4}	8,1	—	—
—	—	92% Fe-составляющей	6—8	An ₄₀	12	—	—
—	—	92% Fe-составляющей	5—8	An ₄₀	14	—	—
—	—	—	—	An _{26—28}	16—18	—	—
30% Fe-составляющей	5—6	—	—	An _{38—39}	15—20	—	—
—	—	—	—	An ₄₀	15—29	—	6—10
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1,1—1	An ₂₀	10	Or ₃₄ Ab ₆₆	12 9
—	—	—	0,8	—	10	Or ₅₅ Ab ₄₅	10 8
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	Or _{42,4} Ab _{51,5} An _{6,1}	19,2
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	Or _{11,7} Ab _{77,5} An _{10,8}	9,2
—	—	—	—	—	—	Or ₄₄ Ab ₅₆	5—10

* Carmichael, 1960_{1,2}.

** Tyrrel, 1928.

специальных таблиц (Мархинин и др., 1960) позволяет отнести стекловатый мезостазис к липариту, содержащему от 72 до 74% SiO_2 . В целом, по-видимому, порода имеет липаритово-дацитовый состав. Химический состав образцов А, Б, В и Г приведен в табл. 60. Как видно,

Таблица 60

Химический состав в (%) некоторых образцов стекловатых пород*

Оксиды	А	Б	В	Г
SiO_2	72,10	69,00	72,90	64,40
TiO_2	0,25	0,34	0,22	0,69
Al_2O_3	12,30	12,90	11,60	12,70
Fe_2O_3	0,90	0,70	0,52	1,70
FeO	1,40	2,40	0,89	3,80
MnO	0,06	0,08	0,04	0,21
MgO	0,13	0,21	0,12	0,66
CaO	1,00	1,70	0,75	1,90
Na_2O	4,60	4,80	4,00	4,90
K_2O	3,80	3,10	4,40	3,70
P_2O_5	0,02	0,07	0,02	0,41
H_2O^+	3,00	3,40	4,00	4,60
H_2O^-	0,20	0,40	0,50	0,60
Сумма	99,76	99,10	99,96	99,97

* Минералогическую характеристику см. в табл. 59.

подавляющее большинство стекловатых пород относится к липаритам. Из перечисленных образцов наибольшей основностью обладают вулканические стекла Скертур (Исландия), имеющие дацитовый состав (табл. 59, обр. Г). Рассмотрение табл. 59 приводит к выделению двух естественных рядов вкрапленников. В первый включены фемические минералы, во второй — салические.

Ряд фемических минералов. В этом ряду выделяются следующие ассоциации: оливин — базальтическая роговая обманка — биотит — магнетит; оливин — авгит — магнетит; авгит — биотит — магнетит; гиперстен — базальтическая роговая обманка — магнетит; гиперстен — магнетит; авгит — гиперстен — магнетит; авгит — магнетит; биотит — магнетит.

К характерной особенности всех фемических минералов следует отнести резко повышенное содержание железистой составляющей. Выше было отмечено, что в оливине содержание фаялитовой молекулы достигает 72—85%; большинство пироксенов весьма близко к геденбергиту.

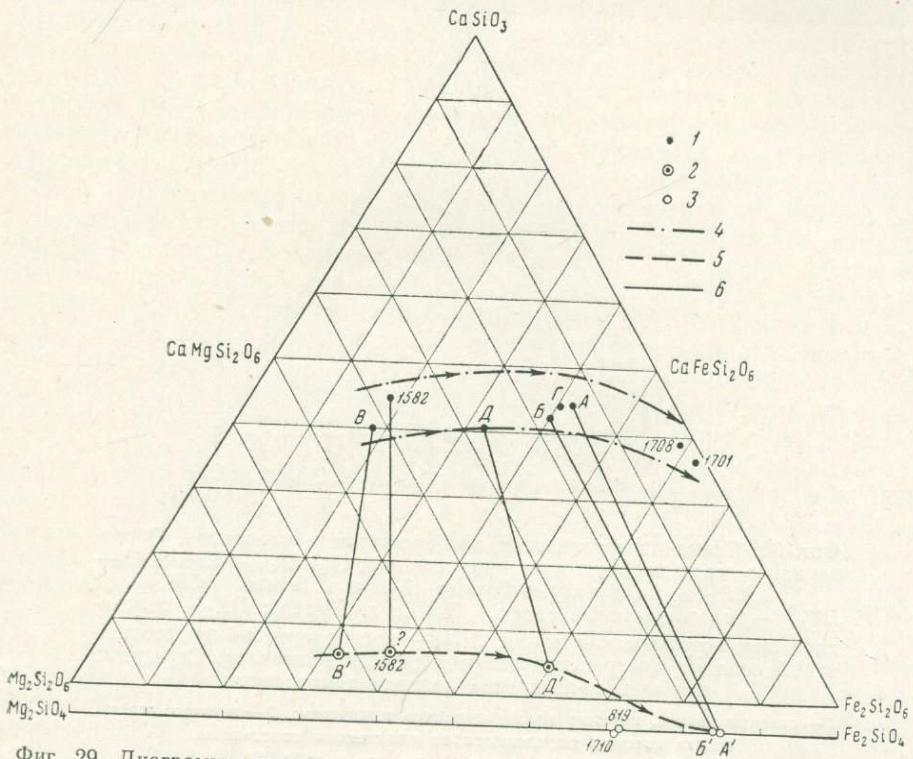
Ряд салических минералов. Наиболее распространенным минералом изученных нами стекловатых пород является плагиоклаз. Реже плагиоклаз встречается в ассоциации с кварцем или кали-натриевым полевым шпатом, и еще реже присутствуют вкрапленники одного кали-натриевого полевого шпата.

Возможная схема кристаллизации интрагенетических минералов. Вопрос о магматической стадии кристаллизации при формировании эфузивных пород достаточно сложен и требует специального рассмотрения. В данном разделе автор предполагает в самом общем виде коснуться возможного развития кристаллизационного процесса.

К наиболее ранним образованиям следует отнести пироксины и оливин. При кристаллизации этих минералов вероятны три случая

(фиг. 29): первый характеризует эволюцию ряда моноклинных пироксенов, богатых кальцием, второй — кристаллизационную эволюцию ортопироксена и третий — развитие двупироксеновой кристаллизации.

Наличие ряда авгитов с различной железистостью позволяет наметить следующую схему кристаллизации моноклинного пироксена. По нашему предположению, в начальную стадию кристаллизации кислой

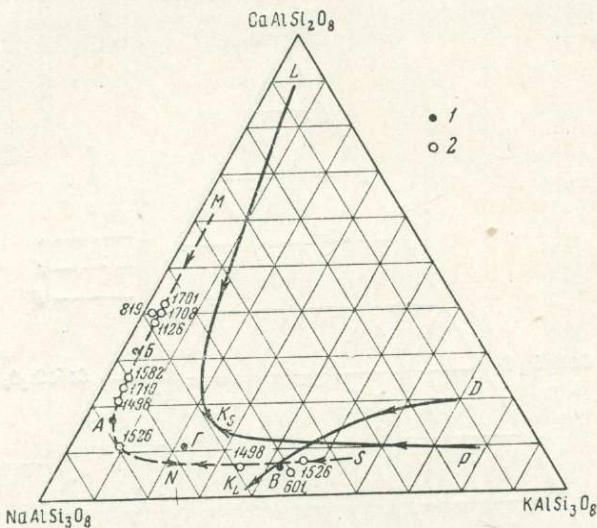


Фиг. 29. Диаграмма, иллюстрирующая возможное направление кристаллизации богатых и бедных кальцием пироксенов и оливина из стекол.
 1 — моноклинный пироксен; 2 — гиперстен; 3 — оливин; 4 — направление кристаллизации пироксенов, богатых кальцием; 5 — возможное направление кристаллизации ромбических пироксенов; 6 — линии, соединяющие совместно сосуществующие фазы. Буквами и цифрами на диаграмме обозначены образцы (см. табл. 59)

магмы (высокая температура и сравнительно низкое давление) образуется высококальциевый клинопироксен, характеризующийся низкой железистостью. Далее, по мере остывания магмы, пироксен, реагируя с жидкостью, обогащается геденбергитовой молекулой. Развитие этого процесса приводит к кристаллизации ферроавгита, содержащего до 40—75% $Fe_2Si_2O_5$.

Кристаллизация ортопироксена, возможно, происходит по следующей схеме. Так же как и в предыдущем случае, при наиболее высоких температурах образуется существенно магнезиальный минерал. Развитие кристаллизации приводит к обогащению железистой составляющей. Конечным продуктом реакции гиперстена с расплавом, по всей вероятности, является оливин — феррогортонолит. В этой связи весьма характерно отсутствие в кислом стекле ассоциации гиперстен — оливин, в то время как ассоциация оливин — ферроавгит отмечалась неоднократно (Carmichael, 1961). Направление двупироксеновой кристаллизации, по всей вероятности, аналогично. Отличие заключается в том, что на первом этапе кристаллизации образуются два пироксена: высококальциевый ферромагнезиальный авгит и близкий по железистости бедный

кальцием гиперстен. Характерно, что почти для всех случаев, отмеченных на фиг. 29, мы имеем двупироксеновый тип кристаллизации. В обр. 819 и 1710 пироксен отсутствует вообще. Можно предположить, что в начальную стадию кристаллизации жидкости он был представлен орторазновидностью. Кристаллизационная эволюция ортопироксена



Фиг. 30. Схема кристаллизации полевошпатовых минералов. Образцы нанесены на тройную диаграмму системы $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 , по Татту и Боэну (Tuttle a. Bowen, 1958).

LK_SP — полевошпатовый солидус (Tuttle a. Bowen); DK_Z — полевошпатовая котектическая линия; MNS — предполагаемый полевошпатовый солидус для рассматриваемой группы минералов. Стрелками показано направление падения температуры.

1 — полевые шпаты, которые анализировались химически; 2 — полевые шпаты, состав которых определялся по оптическим константам.

Обозначения образцов те же, что в табл. 59

привела к образованию феррогортонолита. Далее, по мере общего падения в системе давления и температуры, а также изменения химического потенциала железа, появляются базальтическая роговая обманка и биотит. Большая часть магнетита, судя по морфологии кристаллов, образовалась в результате реакционного взаимодействия ранее образованных силикатов с жидкостью в условиях резкого изменения парциального давления кислорода.

В последние годы при составлении схемы кристаллизации салических минералов кислых магм большинство исследователей основываетя на результатах экспериментальных работ по изучению систем KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ — H_2O и KAlSi_3O_8 — $\text{NaAl}_x\text{Si}_3\text{O}_8$ — SiO_2 — H_2O (Tuttle a. Bowen, 1958). На диаграмму, заимствованную из этой работы, нанесены полевые шпаты конкретных стекловатых пород (фиг. 30). Характерно, что значения этой диаграммы очень близки качественной диаграмме Тернера и Ферхугена (1961), которая иллюстрирует порядок кристаллизации при высоких температурах и низких давлениях водяного пара. Образцы А, Б, В и Г (табл. 59) определены химически (Cartmichael, 1960₁). Составы остальных полевых шпатов определялись нами оптическим методом. Так как рассматриваемые стекла имеют близкий состав, то общая схема кристаллизации, по всей вероятности, будет одинакова для всех исследуемых образцов. Нам представляется, что кристаллизация полевых шпатов осуществляется следующим

образом. При достижении в соответствующей точке температуры полевошпатового солидуса начинается выделение плагиоклаза, причем в расплаве подобного состава, очевидно, не может кристаллизоваться плагиоклаз, содержащий более 45—50% аортитовой молекулы. По мере дальнейшего охлаждения вкрапленники плагиоклаза взаимодействуют с жидкостью и, перемещаясь вдоль солидуса, становятся более натриевыми. Состав жидкости также изменяется, приближаясь к котектической кривой. В тот момент, когда состав жидкости достигает котектики (кривая $K_L D$) начинается выделение щелочного существенно калиевого полевого шпата. Судя по данным Таттла и Боуэна (Tuttle a. Bowen, 1958), дальнейшее понижение температуры вызывает кристаллизацию двух полевых шпатов, которые находятся в равновесии с жидкостью. Состав жидкости в свою очередь перемещается по котектической кривой. Направление изменения состава жидкости, так же как и полевых шпатов, показано стрелками. Можно предположить, что дальнейшее понижение температуры приведет к еще большему сближению составов полевых шпатов и кристаллизации, в конечном счете, одного полевого шпата. Очевидно, это будет кальцийсодержащий кали-натриевый полевой шпат. Примером однополевошпатовой кристаллизации такого рода, очевидно, являются образцы с горы Ташкесен (табл. 59, обр. 601) и ряд образцов, заимствованных из работы Кармишеля (Carmichael, 1960₂). Следует отметить, что, судя по диаграмме Таттла и Боуэна, при однополевошпатовой кристаллизации состав кальцийсодержащего кали-натриевого полевого шпата, который находится в равновесии с жидкостью, $K_S D$ должен соответствовать точке K_S ; близкий состав имеет образец Г. Составы обр. В и 601 значительно сдвинуты вправо и расположены почти в пределах котектической кривой. Это несоответствие, вероятно, связано с особенностями кристаллизации природных расплавов, которые не могут быть полностью учтены в условиях эксперимента. Не менее сложен вопрос с кристаллизацией кварца. Если ассоциация кислый плагиоклаз — кали-натриевый полевой шпат — кварц (обр. 1498, 1526) вполне понятна и может быть объяснена при рассмотрении системы $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O (Tuttle a. Bowen, 1958), то появление кварца в ассоциации со средним плагиоклазом (Ap_{40} , обр. 41б, табл. 59) несколько необычно. По всей вероятности, в данном случае мы имеем два разных, возможно, не связанных друг с другом поколения вкрапленников.

Поверхностная кристаллизация

Если интрателлурический этап кристаллизации характерен для большинства эфузивных пород независимо от механизма их извержения и последующего режима охлаждения, то развитие кристаллизации в поверхностных условиях в значительной степени определяется обоими указанными факторами.

Микролитовый этап

Общим признаком описываемых здесь пород является отсутствие или слабое развитие микролитового этапа минералообразования. Характерно, что микролитовая кристаллизация обычно отсутствует в стекловатых породах эксплозивного генезиса, в частности в сваренных и витрокластических туфах. Наибольшее развитие кристаллических образований этого типа характерно для стекловатых пород интрузивного, эфузивного и экструзивного генезиса. Вследствие ограниченности этого явления в рассматриваемых нами образцах описанию микролитов уделяется лишь краткое внимание. Микролиты — кристаллические образования размером от 0,01 мм и меньше. В большинстве случаев они

имеют форму табличек, реже встречаются лейсты, иголочки и еще реже зерна неправильной формы. К микролитовому этапу относятся образование гиалопилитовых структур и большинства гранофировых образований. В настоящем разделе будут отмечены лишь два фактора, оказывающие весьма важное влияние на ход микролитовой кристаллизации: это, с одной стороны, содержание летучих, с другой — вязкость. Чтобы судить о влиянии летучих, рассмотрим процесс кристаллизации в пределах какого-либо конкретного потока. При описании Нурнус-Гутанасарского потока указывалось на наличие микрофлюидальности, обусловленной чередованием полос с различной степенью кристалличности пироксена. Появление подобных ритмов связано с неоднородностью в содержании летучих, что привело к возникновению «слоев» лавы различной вязкости. Слои вытянуты параллельно течению потока. Характерно, что подобная флюидальность отсутствует в верхней части потока, а именно в 50—60-метровой «толще» перлитов. Таким образом, ритмичная кристаллизация, по всей вероятности, возникла под влиянием части летучих, находящихся в равновесии с горячей лавой.

Повышенная вязкость расплава при образовании кристаллов микролитового типа, несомненно, оказывает влияние и на характер минералообразования. В условиях высоковязких расплавов резко ограничена способность к перемещению отдельных ионных групп. В результате этого сфера взаимодействия кристалла с окружающей жидкостью ограничена областью сравнительно небольшого радиуса. Указанное обстоятельство можно пояснить примерами кристаллизации пироксена на некоторых месторождениях перлита. В частности, для Мухор-Талы характерна ассоциация пироксена и магнетита.

Судя по оптическим константам ($Ng = 1,718$; $Np = 1,697 \pm 0,003$) и по углу погасания в разрезе, перпендикулярном к сечению 010~40—48°, мы имеем дело с авгитом ферромагнезиального типа, в то время как для пород кислого состава характерны пироксены с резко повышенной железистостью. Отклонение от указанного правила, очевидно, связано с тем, что первым кристаллизовался магнетит. В результате этого какая-то область жидкости вокруг кристаллика магнетита оказалась обедненной железом. Выравнивания же концентраций железа за счет других участков расплава не происходило из-за большой его вязкости.

Таким образом, силикат, который кристаллизовался вслед за магнетитом, оказался обедненным железом и относительно обогащен магнием. Аналогичная картина наблюдается и на Закульгинском месторождении (Западное Забайкалье). В некоторых типах микролитовой кристаллизации можно точно указать радиус реакционного взаимодействия кристалла с окружающей средой. Например, игольчатые кристаллы пироксена (Закульгинское месторождение) и рутила (гора Пеликан; Закарпатье) окружены ореолом обесцвеченного стекла. Радиус ореола 0,04 мм. Темно-коричневая окраска стекла в данном случае, по-видимому, обусловлена присутствием TiO_2 . Для многих стекловатых пород (Закарпатье) характерна микролитовая кристаллизация плагиоклаза (горы Ардов, Пеликан) и совместно пироксена и плагиоклаза (Рокосово). Характерно, что микролиты участвуют в завихрениях местного порядка (обтекание отдельных фенокристов в виде весьма глубоких заливов и пр.), причем в ряде случаев обтекаются заведомо более поздние сферолиты кали-натриевого полевого шпата и поры. Указанное обстоятельство свидетельствует о том, что местное перемещение материала продолжается весьма длительное время в процессе становления потока, и частные изгибы флюидальности могут не отражать общего направления движения лавы. При увеличении вязкости расплава микролитовая кристаллизация сменяется кристаллитной и далее сферолитовой.

Кристаллизация стекла (девитрификация)

Ранее уже упоминалось, что под расстеклованием (девитрификацией) в данной работе имеется в виду процесс кристаллизации твердого стекла, т. е. когда речь идет о девитрификации, то прежде всего предполагается кристаллизация твердой породы, а не стеклоподобной лавы, еще не утратившей способности к перемещению. Забегая несколько вперед, отметим, что продукты кристаллизации стекла и вязкой лавы имеют отчетливое петрографическое различие. С точки зрения физико-химии стекло в данном случае рассматривается как высоковязкая переохлажденная твердая жидкость.

Кинетика кристаллизации переохлажденных жидкостей была подробно рассмотрена Тамманом (1935). Его теория кристаллизации стекол в результате сочетания двух величин — скорости образования зародышей кристаллов и линейной скорости их роста — не потеряла значения и до настоящего времени.

В геологической литературе термин «девитрификация» употребляется, начиная со второй половины XIX в. (Bonney, 1877; Cole, 1888; Ruttley, 1888; Мельников, 1891 и т. д.).

В работе Боннея и Паркинсона (Bonney a. Parkinson, 1903) выделяются два типа девитрификации: первичная и вторичная. В русской петрографической литературе вопросам расстеклования значительное внимание уделено в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1925, 1940).

Все перечисленные выше авторы под девитрификацией понимают процесс кристаллизации стекла или при медленном охлаждении породы, или при его старении под влиянием времени. Некоторые из них признают и то и другое (Bonney a. Parkinson, 1903; Левинсон-Лессинг, 1940).

В последние годы процессам девитрификации большое внимание уделяли исследователи, занимающиеся петрографией сваренных туфов. Дело в том, что в верхней части зоны сваривания обычно залегают обломки кристаллической породы, которые обнаруживают отчетливые признаки кристаллизации в твердом или полупластичном состоянии. Вещество подобной вязкости обычно обладает стеклообразным строением. Кристаллизация в данном случае происходила после спекания обломков, в стадию их медленного остывания (Ross a. Smith, 1961; Smith, 1960). В результате такой кристаллизации образовывались структуры, аналогичные тем, которые наблюдал Коул (Cole, 1892) на Липарских островах. Процесс кристаллизации обломков стекла во время медленного остывания указанные авторы рассматривают как девитрификацию. В своих работах они не касаются расстеклования в эпигенетическую стадию изменения породы.

В 1959—1961 гг. за рубежом появились работы, которые включают в понятие расстеклования практически все процессы сингенетического и эпигенетического изменения стекла (Sudo, 1953; Marshall, 1961). Судо считает, что девитрификация объединяет все процессы изменения стекла, в том числе и химическое выветривание пепловых частиц. Он выделяет аллофановую стадию девитрификации. Маршалл под девитрификацией понимает любой процесс превращения стекла в кристаллический агрегат.

Приведенный выше весьма краткий литературный обзор, хотя и не претендует на полноту изложения, позволяет наметить основные генетические концепции, возникшие в результате исследования кристаллизационных процессов в стекловатых породах. С одной стороны, это исторически сложившаяся концепция о двух типах девитрификации — первичной и вторичной (этой точки зрения придерживается большинство геологов СССР и зарубежных стран), с другой — взгляды ряда геологов США и Японии, полные неясностей и противоречий.

Факты, которые будут изложены при дальнейшем описании, позволяют говорить о кристаллизации стекла в следующих условиях: 1) в процессе остывания стекла, причем процесс кристаллизации мы можем называть девитрификацией только в том случае, когда имеются критерии хрупкого состояния вещества, когда стекло уже утратило способность к перемещению; 2) в процессе старения стекла под влиянием времени. Первый случай кристаллизации стекла относится к первичной девитрификации, второй — ко вторичной.

Первичная девитрификация

Первичная девитрификация включает все типы кристаллизации вулканических стекол, происходящие за счет первичного магматического тепла. Кристаллизация происходит в стекле при медленном остывании

Таблица 61

Зоны девитрификации в верхних частях тел

Месторождение	Мощность тела, м	Мощность зоны, м	Основные петрографические черты зоны
Герцогский поток, Закарпатье	20—30	5—10	Характерен постепенный переход от полустекловатой породы к гранофировым разновидностям, с одной стороны, и стеклу — с другой. Сферолиты: кали-натриевый полевой шпат + кристобалит
Северный поток Ардовского купола, Закарпатье	60—100	10—15	Кристаллизация стекла вокруг пор. Кали-натриевый полевой шпат + кристобалит (сферолиты, волокнистые агрегаты)
Семей-Тай, Восточный Казахстан	17—35	10—15	Кристаллизация обломков. Сферолиты: кали-натриевый полевой шпат + кварц

нии того или иного поверхностного тела непосредственно после излияния или экструзии.

С морфологической точки зрения можно говорить о двух типах зон девитрификации: 1) о площадных и линейных зонах девитрификации; 2) о зонах девитрификации неправильной формы.

Образование первых связано с остыванием потоков краевых частей экструзивных куполов и даек. Вторые образуются в пределах центральной части купола, в непосредственной близости от подводящего канала.

Площадные и линейные зоны девитрификации. Площадные и линейные зоны кристаллизации стекла в зависимости от условий образования могут возникать как в верхней, так и в нижней части тел. План-параллельная или вертикально-параллельная ориентировка зон связана с положением поверхности контакта. При остывании горизонтально залегающего потока возникают горизонтальные зоны. В случае остывания дайки они ориентированы вертикально, но опять-таки параллельно охлаждающей поверхности.

В настоящей работе выделяются следующие виды зон девитрификации: 1) горизонтальные зоны девитрификации (кристаллизации стекла) в верхних частях тел; 2) горизонтальные зоны девитрификации в нижних частях тел; 3) зоны девитрификации вертикальной ориентировки.

Зоны девитрификации в верхних частях тел. В табл. 61 приведены краткие сведения о зонах девитрификации некоторых эфузивных тел. Характерно, что все рассматриваемые тела залегают горизонтально в виде потоков на значительном удалении от местоположения предполагаемых центров извержения.

Механизм образования верхней зоны девитрификации на разных месторождениях, вероятно, имеет свою специфику. Однако во всех случаях он связан с возникновением зоны относительно постоянных температур, т. е. зоны длительного прогрева.

Для ряда закарпатских месторождений схема образования зоны девитрификации представляется в следующем виде. Ориентировка зоны параллельно нижней поверхности потока свидетельствует о том, что ее формирование происходило в процессе остывания потока после экструзии. Остыивание стекла сопровождалось дегазацией.

Зная мощность потока, можно рассчитать давление на различных уровнях и количество летучих, которое может оставаться в виде раствора в стекле как разновесная фаза. На глубине 30 м (Герцовский поток) эта цифра может составить 0,1 %. Остальные летучие, диффундируя в верхние горизонты тела, создают в близповерхностной части тела зону, где остывание замедляется и возникают условия, благоприятные для кристаллизации. Создание этой зоны облегчается возникновением на поверхности потока маломощной корки твердого стекла, которая препятствует свободному истечению газов.

Благодаря высокой концентрации летучих стекло верхних частей потока переходит в пластичное состояние. В эту стадию происходит образование верхней гранофировой зоны (микролитовый тип кристаллизации). Зона девитрификации возникает между гранофировой зоной и нижней зоной стекла. Она обладает всеми признаками кристаллизации в твердом состоянии. Зона девитрификации имеет следующее строение. Непосредственно к гранофировым образованиям примыкают полосчатые полустекловатые породы. Полосчатость вызвана чередованием кристаллического и стекловатого материала. Полосы имеют строго параллельные очертания. Толщина полос может достигать 1 мм и меньше. Подобная полосчатость могла возникнуть только в условиях отсутствия какого-либо механического перемещения материала (мощность 2—3 м). Ниже по разрезу полосчатые породы сменяются стеклом с многочисленными, не связанными между собой сферолитами кали-натриевого полевого шпата и кристобалита. Далее количество сферолитов уменьшается. Подзона сферолитовой кристаллизации сменяется относительно гомогенным стеклом.

Указанная зональность не ограничивается чисто структурно-текстурными признаками. Она находит отражение и в минералогических особенностях зон. Основная масса гранофиров верхней части потока состоит из щелочного полевого шпата и кварца. Выделяется несколько генераций полевого шпата различного состава. Таким образом, кристаллизация этого типа сопровождается отчетливой дифференциацией вещества. Для зоны девитрификации чрезвычайно характерна ассоциация щелочного полевого шпата и кристобалита. Минералы находятся в соотношениях, близких к эвтектическим. Состав сферолитов мало отличается или практически не отличается от состава стекла. Характерно, что подобную же зональность микроскопического масштаба мы можем наблюдать в тех местах, где отчетливо видно возникновение гранофи-

ровых каемок с кварцем вокруг газовых пустот. Концентрация кристобалита в стекловатой зоне отмечена нами при картировании Рокосовского экструзива (см. фиг. 17).

Аналогичное происхождение, вероятно, имеет и кристаллическая зона в верхней части игнимбритового тела Семей-Тау. Нижняя часть тела, как уже ранее было отмечено, также состоит из стекла. Выше стекловатой зоны залегают лавоподобные кристаллические породы. Из петрографического описания, приведенного ранее, ясно, что они состоят из сваренных обломков, кристаллизация вещества которых происходила уже после дробления (табл. IX, 5). Характерно, что подобная зона девитрификации отмечается в большинстве сваренных туфов различных районов мира (Smith, 1960), причем в большинстве случаев мы имеем ассоциацию кристобалита и кали-натриевого полевого шпата.

Зоны девитрификации в нижних частях тел. В ряде случаев зоны девитрификации приурочены к нижним горизонтам экструзивно-эффузивных тел, например, зоны сферолитовой и фельзитовой кристаллизации в нижней части Нурнус-Гутанасарского потока или потока, составляющего южную половину Мухор-Талинского купола. Указанные особенности строения также характерны для некоторых тел Вайоминга (США). Основным условием для создания подобных зон расстеклования, по-видимому, является возможность длительной консервации тепла в глубинной части лавового тела.

Подобные условия, очевидно, могут возникнуть при внедрении лавы в рыхлую массу туфов, сохранивших высокую температуру (Мухор-Тала). Если лавовое тело при этом обладает большой мощностью (Нурнус-Гутанасарский поток), то в его нижней части высокие температуры могут сохраняться весьма длительное время. Умеренное количество летучих способствует тому, что верхняя часть тела сохраняет стекловатую природу. Текстурные и минералогические особенности зоны девитрификации аналогичны описанной выше зоне Герцовского потока (Закарпатье).

Вертикальные зоны девитрификации. Зоны девитрификации, ориентированные под углом 90° к горизонту, были изучены в ряде районов. В Мухор-Талинском районе мы наблюдали полосчатые полустекловатые породы, ориентированные параллельно контакту дайки с вмещающими породами. На Закульгинском месторождении девитрификация явилась причиной возникновения весьма специфической обратной зональности. Во избежание повторений здесь будет описана только зона девитрификации, изученная на Бабеновском участке Семей-Тауского месторождения. В керне одной из буровых скважин, пробуренных в 1961 г., обнаружена фельзитовая зона мощностью 3,5 см. Внешне она напоминает жилу эруптивного фельзита¹.

Плоскость этой зоны расположена под прямым углом к линейной флюидальности породы, имеющей почти горизонтальное залегание.

Края зоны оторочены каемками красновато-бурового фельзита. Мощность каемок 0,5—0,6 см. Весьма характерно отсутствие эруптивного контакта на границе фельзита и смоляно-черного стекла. Очень часто эта граница делит на две части (фельзитовую и стекловатую) один и тот же обломок стекла или пересекает вкрапленник. В пределах зоны отчетливо заметна система тончайших трещинок, выполненных кварцем. Трешины ориентированы параллельно плоскости контакта зоны. Угол падения плоскости контакта составляет 80 — 85° . Местами вдоль трещин развиваются отчетливо выраженные аксиолитовые структуры. Непосредственно вблизи трещин фельзит обладает наибольшей степенью кристалличности. В залысьдах зоны наблюдается слабая то-

¹ Образец керна этой скважины был передан для исследования в наше распоряжение А. Н. Истоминым.

чечно-агрегатная поляризация стекла. Возникновение этой зоны, вероятно, связано с фумарольной деятельностью, протекающей в период остывания стекловатого тела. Хрупкое стекло подверглось растрескиванию. Возникшие трещины скорей всего имеют прототектонический характер.

Зоны девитрификации неправильной формы. Зоны расстеклования этого типа имеют характер трубообразных тел, как правило, несколько вытянутых в вертикальном направлении. Обычно они расположены в пределах куполовидной части массива, вблизи подводящего канала или непосредственно над ним. Мы предполагаем, что формирование этих зон происходило при кристаллизации стекла в условиях длительного прогрева под влиянием поствулканических экскальаций. Прохождение горячих газов через горячее стекло купола в атмосферных условиях приводило к кристаллизации стекла. При этом образовывались полосчатые фельзиты, обладающие специфическими структурными особенностями. Зоны, девитрификации этого типа наблюдались в нековой и прилегающей к некку частях Мухор-Талинского экструзива, в дайковых телах Мухор-Булыкского и Барун-Аршанского участков. Аналогичным образом, по всей вероятности, образовались и центральные зоны некоторых экструзивных куполов, в частности, Рокосовского.

Вторичная девитрификация (старение стекла)

В предыдущем разделе были описаны случаи кристаллизации стекла в твердом состоянии под влиянием тепла, связанного с остыванием определенного экструзивного комплекса.

Морфологические условия локализации этих зон и ряд петрографических признаков свидетельствуют о том, что кристаллизация происходила в твердом стекле в процессе его остывания.

Всякую кристаллизацию стекла, которая происходит после его полного остывания, мы будем считать вторичной.

Среди некоторой части петрографов конца XIX и начала XX в. было распространено мнение о расстекловании при гидратации, т. е. через промежуточную стадию «водного камня Наумана» (Розенбуш, 1934). Ранее указывалось, что для изучения процесса «фельзитизации» рассматривались палеозойские вулканические стекла Мейссена (Саксония). Кроме мейссенского стекла, отмечались еще пехштейны из Шпетхаузена и Тироля.

Долгое время указанные месторождения стекол палеозойского возраста считались уникальными. В последние годы на территории СССР (Казахстан, Средняя Азия) установлена целая группа месторождений вулканических стекол, датируемых средним и верхним палеозоем. Одними из наиболее древних являются стекловатые породы Семей-Тау, которые относятся к верхнему карбону — нижней перми. Еще более древние стекловатые породы Южных Мугоджар (силур) были подвергнуты довольно интенсивному региональному метаморфизму. Стекло здесь сохранилось лишь в виде реликтовых обособлений. Таким образом, одним из главных условий присутствия стекловатых пород в древних эфузивных комплексах следует считать отсутствие метаморфогенных изменений. Ранее уже указывалось, что, оказавшись в условиях, близких к платформенным, отдельные блоки земной коры сохранили это состояние вплоть до современного периода. Региональный метаморфизм пород этих участков выражен слабо. Зоны наиболее интенсивно измененных пород имеют локальное развитие. Таким образом, из трех основных факторов (температура, давление и время), обусловливающих изменения геологических тел, первые два в течение 250—300 млн. лет, вероятно, сохраняли относительно постоянные

значения¹. Незначительные изменения их были обусловлены главным образом сменой климатических и физико-географических условий. Таким образом, некоторые изменения, обнаруженные в структуре стекла, мы будем связывать главным образом с влиянием времени. Процесс образования этих изменений можно назвать старением стекла. Изменения, протекающие в стекле под влиянием времени, очевидно, аналогичны изменениям, связанным с полиморфным превращением тридимита в кварц, т. е. с процессом упорядочения структурного типа. Этот процесс составляет лишь ничтожную часть в цепи термодинамических превращений, связанных с выравниванием общего энергетического баланса вещества. Характерно, что в древних (палеозойских) кристаллических эфузивах, сопутствующих стеклам, совершенно отсутствуют первичные высокотемпературные модификации SiO_2 . В то же время имеются основания считать, что кварц имеет вторичный характер — в основном это параморфозы по кристобалиту или тридимиту.

Следует отметить, что упорядочение структуры стекла — процесс более сложный, нежели процесс простого полиморфного превращения, а следовательно, и более длительный.

Структурное упорядочение в стекле может происходить только как кристаллизационный процесс. Ранее указывалось, что для образования кристаллической фазы необходимы центры кристаллизации. Так как линейная скорость роста кристаллов в твердом стекле ничтожно мала, то в условиях даже гомогенного стекла всегда можно предположить наличие достаточного количества центров кристаллизации. Поэтому при соответствующих расчетах времени девитрификации и количества энергии, необходимого для этого процесса, принято считать, что центры кристаллизации образовались ранее, в процессе остывания стекла. Пользуясь формулой, характеризующей зависимость скорости роста от времени, Маршалл (Marshall, 1961) подсчитал, что для полной девитрификации стекла при 25° потребуется 10^{60} лет². Таким образом, стекло, находящееся в изолированных условиях, практически без изменений могло бы сохраняться в течение всей истории существования земной коры.

Однако изучение древних вулканических стекол и сравнение их с молодыми аналогами свидетельствует о резком различии стекловатого вещества. Для древних (палеозойских) стекол характерны следующие петрографические особенности.

1. Все стекла совершенно непрозрачны. Окраска стекол — черная или бурая. Весьма характерен смолистый блеск. Микроскопическое исследование показывает, что исчезновение прозрачности связано с наличием тончайших пылевидных ($0,1 \mu$) частиц рудного минерала, который весьма равномерно распределен по всей массе стекла. Можно предположить, что железо, которое в первичном материале входит в структуру стекла, под действием времени, воды и других факторов выщелачивается и образует самостоятельную кристаллическую фазу. Окисление точечных выделений рудного минерала приводит к появлению красновато-буровой окраски³.

2. Вдоль трещин очень часто также наблюдается тончайшая кристаллизация. По аналогии с наблюдениями в пересыщенных SiO_2 искусственных стеклах (Cieva a. Andres, 1960) можно предположить присутствие кристобалита. Следует отметить, что агрегатную поляризацию

¹ Экспериментально доказано, что даже при температурах порядка $70-90^\circ$ в условиях слабощелочной среды вулканическое стекло довольно быстро (10—15 суток) заменяется агрегатом цеолитов.

² Ричардсом (Richards, 1936) ранее было подсчитано, что для релаксации обычного лабораторного стекла при комнатной температуре потребуется более 10^{50} лет.

³ Бурая окраска может возникать и в процессе остывания стекла или при его вторичном разогреве.

подобного типа не следует путать со слабой анизотропией стекла, появление которой обусловлено вторичной гидратацией.

3. Однако в общем процессе релаксации вещества оба отмеченные явления имеют частный характер. На основании некоторых данных мы можем говорить о более значительных превращениях структурного типа.

В свете последних данных о строении стеклообразного вещества (по аналогии с искусственными силикатными стеклами) можно считать, что вулканическое стекло состоит из кремне- и алюмокремнекислородных тетраэдров, которые связываются в каркас посредством O^{2-} , а в некоторых случаях OH^- . В ячейках каркаса расположены катионы соответствующих металлов. Хотя в целом расположение тетраэдров беспорядочное, для каждого из них можно выделить ряд ближайших структурных единиц, отличающихся определенной упорядоченностью. Размер упорядоченных областей, по всей вероятности, не превышает $7-10 \text{ \AA}$, и следовательно, как отдельные физические тела они не имеют значения. Однако при рассмотрении процессов кристаллизации стекла они могут рассматриваться как потенциальные центры кристаллизации.

Из сказанного ясно, что, говоря о девитрификации в широком смысле этого слова, необходимо в первую очередь иметь в виду возможность увеличения масштабов областей упорядоченности. Область структурной упорядоченности в первоначальном виде не имеет границы раздела по отношению к окружающей аморфной массе. Под влиянием времени ориентировка отдельных тетраэдров может меняться, и таким образом возникают гетерогенные системы.

Кристаллическая фаза в этом случае, очевидно, имеет настолько ничтожные размеры, что ее нельзя обнаружить даже при большом увеличении. Характерно, что укрупнение кристаллических зерен в холодном состоянии, вероятно, происходит не может, поэтому о расстекловании такого рода скорей всего можно судить по ряду косвенных факторов¹.

Критерием расстеклования этого типа, с нашей точки зрения, может явиться поведение стекла при высоких температурах. Как известно, прокаливание водного стекла при $800-1250^\circ$ приводит к его вспучиванию. Вспучивание происходит за счет парообразования молекулярной воды в тончайших каналах рентгенометрического размера. При достижении определенного давления мгновенно выделяются пары воды и образуются макропоры. В том числе, если в стекле происходят процессы упорядочения, появляется гетерогенная структура. Кристаллическая фаза в данном случае может являться жестким каркасом, промежутки в котором еще заполнены стеклом. Возникновение подобного каркаса должно, с одной стороны, резко повысить температуру вспучивания, с другой — уменьшить способность стекла к вспучиванию. Рассмотрение табл. 62 позволяет выделить три группы стекол². В первую группу попадают легко вспучивающиеся (при температуре $760-1150^\circ$) разновидности стекла. Они характеризуются наибольшим коэффициентом вспучивания. Все они датируются третичным возрастом. Во вторую группу выделены стекла, температура вспучивания которых варьирует от 1100 до 1180° . По степени вспучиваемости они значительно уступают образцам первой группы. Это вулканические стекла мезозойского возраста. Третья группа представлена трудно вспучивающимися разновидностями (при температуре $1200-1250^\circ$); время вспучивания

¹ Большое значение для установления упорядоченности, происходящей в стекле, должно иметь рентгеноструктурное и электронномикроскопическое направление в изучении вещества.

² Коэффициенты вспучивания по абсолютной величине занижены в 2-2,5 раза, так как вспучивание проводилось на поду лабораторных установок (электропечь или шамотная печь).

Таблица 62

Зависимость вспучиваемости вулканических стекол от геологического возраста

Месторождение	Возраст	Содержание летучих, %		Условия вспучивания *			Коэффициент вспучивания
		вода	газы	температура, °C	время, сек	фракция, мм	
Кайнозой							
Кечалдаг, Азербайджан	Плиоцен	1,5	0,5—4	760—860°			6—8
Ардов, Закарпатье	Тортон—нижний сармат	1,6—3,8		1100—1150			3—5
Джрабер-Фонтанское, Армения	Олигоцен — плиоцен	3,5—4,5		880—960			4—6
Арагацкое, Армения	Плиоцен	3,0— 3,4	2— 3,7	840—980			4—6
Мезозой							
Мухор-Тала, Забайкалье	Верхняя юра — нижний мел	4,0	0,15	1150—1180	30	1—3	3—4
Палеозой							
Архарлы, северный участок, Юго-Восточный Казахстан	Нижняя пермь	5,5	1,1	1120—1250	300—420	5—10	3,3
Айгульское, Юго-Восточный Казахстан	Нижняя пермь		4—6	1250	300—420	5—10	2,6—3,5
Семей-Tay, Восточный Казахстан	Верхний карбон — нижняя пермь	4—6		1190—1230	60—120	1—3	1,5—2,5

* Данные заимствованы из работ С. П. Каменецкого (1961) и Е. М. Шпилькова (1959)

в 20—25 раз больше, чем время вспучивания образцов первой и второй групп. Коэффициенты вспучивания этих пород характеризуются наиболее низкими значениями.

Стекловатые породы третьей группы относятся к верхнему палеозою. Характерно также, что от палеозоя к кайнозою происходит изменение состава летучей фазы. Если в молодых стеклах в значительном количестве присутствуют газы, то в мезозойских и палеозойских стеклах 85—98% общего количества летучих представлено водой.

Древние стекла при обжиге менее пластичны, и для их вспучивания, как правило, требуется предварительная дегидратация для удаления некоторого избыточного количества воды. Выделение воды в вулканических стеклах обычно начинается при более высоких температурах, нежели в молодых. Все эти факты свидетельствуют о глубоком изменении стеклообразного вещества, происходящего в результате длительности геологического времени. Нам представляется, что эти изменения связаны с расстеклованием в поверхностных условиях при низких температурах и атмосферном давлении. Автор отдает себе отчет в том, что сделанный вывод представляет лишь заявку по данному вопросу.

В исследовании процессов релаксации стекла под влиянием времени большое значение должны сыграть рентгенографические исследования. Процесс математической обработки материалов весьма сложен и требует специальной подготовки. Указанные работы автор планирует на будущее.

Петрографические признаки кристаллизации стекла (девитрификации). Проблема фельзита

Ранее было показано, что кристаллизация стекла (девитрификация) является продолжением нормального кристаллизационного процесса, протекающего, однако, в иных качественных условиях. Генетический оттенок, который мы придаём девитрификации, только тогда может иметь смысл, если его можно обосновать конкретными петрографическими признаками, легко определяемыми в результате макро- и микроподробностей породы. При девитрификации могут возникать различные морфологические типы кристаллических агрегатов: сферолиты, микроКриптофельзиты, фельзосфериты. Однако, прежде чем говорить о них как о продуктах девитрификации, следует доказать, что их кристаллизация происходит в хрупком стекле, а не в жидкоплавком расплаве.

В данной работе выделяется целая серия признаков, которые так или иначе характеризуют процесс кристаллизации стекла (девитрификацию). Указанная серия признаков в свою очередь распадается на три группы. Первая группа признаков характеризует механические свойства вещества перед началом кристаллизации, вторая охватывает минералогические особенности продуктов кристаллизации стекла и третья объединяет целый ряд весьма специфических черт структурно-текстурного характера.

Механические признаки. Первый признак говорит о связи кристаллических агрегатов с проявлениями хрупких деформаций. Например, в перлитах Мухор-Талы описаны две системы прототектонических трещин: продольная и поперечная. Сам факт образования трещин свидетельствует об известной хрупкости вещества. Однако при образовании продольных трещин стекло еще сохранило способность к пластичным деформациям. В том случае, когда кристаллические агрегаты образуют цепочки, состоящие из волокон полевого шпата и тридимита (причем рост волокон начинается от поверхности поперечных трещин и направлен в сторону стекла), можно говорить, что кристаллизация протекает после размещения потока. Перемещение стекла (течение) если и имеет место, то измеряется миллиметрами или десятками долями миллиметра. Об этом свидетельствует разрыв некоторых аксиолитовых цепочек.

Образование трещин, ориентированных перпендикулярно к течению, могло произойти только после полной консолидации потока, когда на внешние механические деформации он реагировал как единое жесткое тело. Поверхности поперечных трещин очень часто служат центрами кристаллизации аксиолитоподобных волокнистых агрегатов полевого шпата и тридимита (Мухор-Тала). К трещинам подобного типа, вероятно, относятся и вертикальные трещины, наблюдавшиеся на Бабеновском участке (Семей-Тай).

Вторым признаком кристаллизации (для непластичных стекол), которая протекает после полной остановки потока, является кристаллизация вокруг недеформированных или слабо деформированных пор (табл. IX, 3).

К одному из наиболее важных признаков, по которому можно судить, что кристаллизационные явления протекают в хрупком стекле, относится случай кристаллизации вещества ранее сформированных обломков. Характерно, что образующиеся при этом аксиолиты развиваются от краев обломка к его центру (табл. IX, 5, 6).

Таблица 63

Минералогический состав сферолитовых и фельзитовых агрегатов *

Месторождение	Вмещающая порода	Состав	Автор
Рокосово, Закарпатье	Стекловатая порода липаритового состава	Кристобалит (30—35%) + щелочной полевой шпат	В. В. Наседкин
Мужайово, Закарпатье	То же	Кристобалит (35%) + кальцийсодержащий кали-натриевый полевой шпат	То же
Чепка, Закарпатье	» »	Кристобалит (38%) + кальцийсодержащий кали-натриевый полевой шпат	» »
Мухор-Тала, Западное Забайкалье	Данитовый перлит	Тридимит (29—41%) + кальцийсодержащий кали-натриевый полевой шпат	» »
Архарлы, Юго-Восточный Казахстан	Стекловатый свареный туф	Кварц + щелочной полевой шпат	» »
Восточная Калифорния, США	Туф Бишоп (стекло)	Тридимит + калиевый полевой шпат	Gilbert, 1928
Южное Перу, Кордильеры	Туф	Тридимит + натриевый санидин	Fenner, 1948
Штат Аризона, США	Сваренный туф	Кварц + санидин	Enlow, 1955
Кабуто-Яма, Япония	Стекловатый свареный туф	Кристобалит, небольшое количество тридимита и кварца + санидин и аортоклаз	Tanida, 1961
Ширатки, Северная часть о-ва Хоккайдо, Япония	Обсидиан	Кристобалит, тридимит (немного) + аортоклаз	То же
Вада-тэге, центральная часть о-ва Хоккайдо, Япония	Стекловатый липарит	Кристобалит, тридимит (немного) + санидин, аортоклаз	» »
Хане-Яма, Северная часть о-ва Кюсю, Япония	Стекловатый липарит	Кристобалит, тридимит (немного) + аортоклаз, санидин (немного)	» »
Эйра, южная часть о-ва Кюсю, Япония	Стекловатый сваренный туф	То же	» »
Чаткальский хр., Средняя Азия	Фельзит, кварцевый порфир	Кварц + щелочной полевой шпат	Воловикова, 1955

* Приведена минералогия только тех сферолитов, состав которых определялся специально путем применения рентгеновского, оптического или иммерсионного метода.

Минералогические особенности продуктов девитрификации кислых стекол. Так как описываемые стекла близки по своему составу, то кристаллизация в условиях переохлаждения должна привести к образованию идентичных минералов.

Данные по минералогическому составу изученных сферолитов и фельзитовых агрегатов, формирование которых мы связываем с девитрификацией, сведены в табл. 63.

Сопоставление данных, указанных в табл. 63, позволяет сделать следующие выводы.

1. Фельзитовые и сферолитовые агрегаты из молодых лав (Kz), ассоциирующие со стеклом, отличаются обязательным присутствием кристобалита и реже тридимита. Появление кристобалита не случайно. Известно, что при кристаллизации вязких растворов часто проис-

ходит кристаллизация не того минерала, который наиболее близок по температурным условиям, а другой полиморфной модификации этого же состава, но более выгодной энергетически (с меньшей энергией активации). Это положение подтверждается данными эксперимента. Например, в процессе кристаллизации кварцевого стекла образование кварца осуществляется через промежуточную модификацию кристобалита.

Уайтом и Корвиным (White a. Corwin, 1961) установлен следующий ряд параморфных превращений: кварцевое стекло → кристобалит → кеатит → халцедон → кварц. Эксперимент проводился при температуре 400° и давлении 340 атм. Аналогичное явление наблюдается и в данном случае. Температурные условия кристаллизации, очевидно, охватывают интервал от 450 до 800° (данные эксперимента). При этих температурах в условиях равновесной кристаллизации обычно образуется кварц. Таким образом, кристобалит можно считать типоморфным минералом неравновесного процесса. Тот факт, что кристобалит распространен чрезвычайно широко в ассоциации со стеклом, приводит к выводу, что он в некоторых случаях является минералом, характеризующим процесс девитрификации.

2. Кварц в сферолитах Южного и Юго-Восточного Казахстана (палеозойские стекла) образовался в результате параморфного превращения кристобалита или тридимита.

Приведенные примеры по отечественным месторождениям стекла (Закарпатье, Закавказье), а также литературные данные свидетельствуют о том, что кристобалитовые фельзиты распространены чрезвычайно широко. Они являются одним из главных типов пород в комплексе стекловатых эфузивов Закавказья, Закарпатья и, по всей вероятности, Дальнего Востока; чрезвычайно широко они распространены среди сваренных туфов Новой Зеландии и Иеллоустонского Парка (Smith, 1960). Высказанные положения позволяют пересмотреть традиционное представление о фельзите, как об агрегате кварца и полевого шпата. Точные определения показывают, что среди минералов группы SiO_2 в равной степени могут присутствовать кристобалит, тридимит и кварц, причем в молодых эфузивах наиболее вероятен кристобалит.

Структурно-текстурные особенности продуктов девитрификации. Среди продуктов кристаллизации стекла практически можно выделить четыре структурно-текстурных типа минерализации: 1) сферолитовый (фельзосферитовый); 2) аксиолитовый; 3) фельзитовый; 4) кристаллический.

Сферолитовый тип кристаллизации. Указанный признак только тогда может считаться достоверным свидетельством девитрификации, когда сферолит состоит из агрегата минералов и общий состав сферолитового вещества не отличается или мало отличается от состава окружающего стекла. Этим подчеркивается чрезвычайно высокая вязкость вещества, при которой полная индивидуализация вещества уже невозможна. Следует иметь в виду, что сферолитовая кристаллизация какого-либо отдельного минерала, например, калиевого полевого шпата в гранит-порфирах некоторых гипабиссальных комплексов, уже не может являться достаточно достоверным признаком девитрификации. Скорей всего в этом случае мы имеем кристаллизацию переохлажденной, но еще достаточно подвижной жидкости. Практически, говоря о сферолитах, следует иметь в виду фельзосферитовые полиминеральные агрегаты. Строение отдельных фельзосферитов достаточно подробнописано на стр. 108. Здесь мы остановимся только на некоторых деталях, характеризующих форму агрегата и расположение в нем отдельных элементов.

Сферическая форма агрегата, как показал ряд теоретических работ об условиях кристаллизации технических стекол, обусловлена стремлением системы обладать в данных условиях наименьшим запасом энергии. Характерно, что каждый сфериод состоит из тончайших волокон или иголочек. Для фельзосферитов чрезвычайно характерно явление захвата ранее образованных микролитов и инородных пылевидных частиц без изменения их ориентировки. В результате этого возникают своеобразные структуры «пронизывания» сферолитов флюидальными полосами. Таким образом, фельзосфериты, состоящие из кристобалита и кали-натриевого полевого шпата, как бы пронизанные флюидальными полосами, как правило, следует относить к продуктам кристаллизации стекла.

Аксиолитовый тип кристаллизации. Для аксиолитов характерна приуроченность волокон того или иного минерала к определенной осевой линии. По отношению к оси волокна обычно располагаются перпендикулярно. Характерно, что толщина отдельных волокон может не превышать десятых долей микрона. Образование подобной иголочки могло произойти только в условиях отсутствия сколько-нибудь значительного перемещения материала. Аксиолитовые агрегаты обычно имеют тот же состав, что и фельзосферит. Осью аксиолитовой цепочки могут служить следующие образования: всевозможные трещинки, возникшие в хрупком стекле; цепочки кристалликов микролитового типа; поверхности инородных включений и т. д.

Фельзитовая кристаллизация. Среди двух названных выше типов кристаллизации фельзиты характеризуют наименее совершенные ее условия. Рассматривая этот тип кристаллизации, можно выделить собственно фельзит и криptoфельзит. Если в фельзите по разнице в светопреломлении отдельных минералов под микроскопом довольно отчетливо угадывается агрегатное строение, то для криptoфельзитов обычно характерна точечная поляризация, причем на общем фоне слабовупреломляющего вещества различить отдельные минералы практически невозможно. В ряде случаев анизотропию криptoфельзитового вещества легко можно спутать с анизотропными явлениями, возникающими в процессе гидратации стекла. В том случае, когда фельзит образует сфероиды, мы говорим о фельзосферитовом типе кристаллизации. Фельзитовое вещество очень характерно для некоторых типов пород, которым можно приписать девитрификационное происхождение.

Фельзиты и липариты девитрификационного типа обладают вполне определенными структурно-текстурными особенностями. Типичные примеры структуры девитрификации представлены на табл. IX, 3. Прежде всего характерны весьма своеобразные взаимоотношения между фельзитовым веществом и остаточным стеклом. Фельзит как бы замещает стекло, которое в ряде случаев имеет форму отдельных реликтовых обособлений. Морфология фельзитовых агрегатов чрезвычайно характерна для типичных структур замещения. Кристаллизация фельзита происходит главным образом вдоль линии течения. Вероятней всего это связано с наличием достаточного количества механических включений, которые являются центрами кристаллизации.

При девитрификации могут возникать и полосчатые текстуры, свидетельствующие о так называемой прогрессивной кристаллизации вещества. Характерно, что в начале процесса кристаллизации образуется фельзитовый или криptoфельзитовый агрегат. Линейная ориентировка агрегата обусловлена наличием определенного положения центров кристаллизации. Полоса фельзита, таким образом, является стержнем, на который последовательно нарастают зоны, характеризующиеся все более совершенным типом кристаллизации: фельзитовый сменяется сферолито-

вым, сферолитовая зона, в свою очередь, сменяется микролитоподобными образованиями. Чрезвычайно характерно, что тончайшие волокна минералов ориентированы перпендикулярно направлению течения лавы. Указанное обстоятельство доказывает, что кристаллизация происходила после размещения лавового потока, когда он утратил способность к течению и приобрел свойства жесткого тела. Прогрессивный характер кристаллизации, очевидно, связан с последовательным обогащением незакристаллизованных участков водой и другими летучими компонентами. Конечной стадией этого процесса является кристаллизация минералов в пустотах. Таким образом, структуры этого типа характеризуют сочетание двух процессов: девитрификацию и кристаллизацию в пустотах. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют предположить, что некоторая часть криптофельзитов относится к проявлениям вторичной девитрификации.

Кристаллитовый тип кристаллизации. Принадлежность кристаллитов к типу девитрификации должна быть подтверждена дополнительными признаками. Наибольшее распространение имеют кристаллиты, приуроченные к трещинам, возникновение которых связано с процессами остыивания или течения. Кристаллиты мономинеральны. Хотя идентификация кристаллитов связана с достаточно кропотливой работой, нам удалось определить показатели преломления некоторых из них. Нами установлены кристаллиты кристобалита ($N=1,488 \pm 0,003$) и магнетита. Кристаллиты, которые обладают ориентировкой, связанной с течением лавы, вряд ли могут быть отнесены к девитрификационным образованиям.

Температура и вязкость стекла в процессе его кристаллизации

Температура. Температурные условия кристаллизации стекла до настоящего времени почти не изучены. По всей вероятности, они могут варьировать в самых широких пределах. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы о температуре первичной кристаллизации

Таблица 64

Результаты исследования плавкости вулканических стекол методом пироскопов

Номер образца	Порода, месторождение	Температура, С° *		
		начало размягчения (t_H)	конец размягчения (t_K)	интервал размягчения ($t_K - t_H$)
1а	Плотный перлит, гора Ардов (Закарпатье) **	1025	1250	225
1б	То же, предварительно прокаленный образец	1050	1238	188
2а	Мухор-Тала **	962	1150	188
2б	То же, предварительно прокаленный образец	1075	1207	132
3	Сырой перлит, Герцовцы, Закарпатье	1000	1180	180

* Взята средняя температура по данным левого и правого пироскопов.

** Данные И. Н. Явица и Н. С. Мануйловой.

вулканического кислого стекла ограничиваются следующим перечнем. Неоднократно упоминающиеся данные Ратлея охватывают интервал 850—1110°. Нами наблюдалась кристаллизация стекла в процессе вспучивания в интервале 1100—1200°. Кристаллиты обычно расположены

жены перпендикулярно по отношению к предполагаемому центру возникшей при вспучивании поры. В природных условиях этот процесс, вероятно, происходит при значительно более низких температурах. Если учесть, что температура кислых лав составляет $800-900^\circ$, то большинство кристаллизационных явлений, по нашему предположению, охватывает интервал от $450-500$ до 700° . Указанные соображения подтверждаются результатами исследования вязкости вулканического стекла.

Вязкость. Исследование плавкости плотных разновидностей перлита методом пироскопа (конуса изготавливались на дектриновой связке) показало, что интервал размягчения большинства стекол при атмосферном давлении соответствует $180-225^\circ$ (табл. 64).

Сопоставление данных табл. 64 с химическими анализами стекол свидетельствует, что уменьшение SiO_2 ведет к понижению t_n и t_k . С другой стороны, сравнение образцов 1а и 1б, 2а и 2б показывает, что t_n и t_k , а также величина интервала размягчения зависят и от содержания воды. Очевидно, влияние оказывают именно те десятые доли процента воды, которые выделяются при нагревании стекла от 900 до 1000° . Измерение вязкости, произведенное И. Н. Явицем на приборе ОРГРЭС методом закручивания (Наседкин, Явиц, 1962), показало, что в температурном интервале $800-1100^\circ$ вязкость понижается от 10^{11} до 10^8 пуз . Указанные результаты совпадают с данными М. П. Воларовича (Воларович, Леонтьева, 1937), полученными методом растяжения также в условиях атмосферного давления.

Г. Сосье, изучая изменение вязкости в закрытой системе при определенных давлениях насыщенного пара (163 атм), получал следующие результаты: при изменении температуры от 900 до 1000° вязкость соответственно меняется от $2,9 \cdot 10^6$ до $2,2 \cdot 10^5 \text{ пуз}$.

Из приведенных данных видно, что при 900° присутствие воды понижает вязкость в 100 раз по сравнению со значениями вязкости, определение которых производилось в условиях открытой системы.

Эксперимент, поставленный Бойдом (Boyd, 1961), показал, что при $0,1\%$ воды признаки, свидетельствующие о размягчении стекла, начинают появляться при 600° .

Из сказанного ранее ясно, что в глубинных частях потока, где может удерживаться до $0,4\%$ воды (150 м от поверхности) или $0,6\%$ воды (300 м от поверхности), интервал размягчения стекла составляет не 225° (табл. 64), а $400-450^\circ$ ($t_n=900-950^\circ$; $t_k=450-500^\circ$). В этих условиях, вероятно, происходит кристаллизация стекла. Возникновение подобных зон возможно при условии большой мощности потока. Например, мощность Нурнус-Гутанасарского потока составляет около 300 м . Так же как в описанном выше случае, но уже при движении по разрезу сверху вниз, вначале появляются отдельные сферолиты, затем их число увеличивается и они сменяются фельзитовой кристаллизацией. Образующиеся при этом полосчатые фельзиты идентичны образцам, описанным ранее. Так как кристаллизация происходит в поверхностных условиях при незначительном давлении насыщенного пара, то вязкость стекла при температуре $950-700^\circ$ вряд ли понижается ниже $10^{10}-10^{11} \text{ пуз}$. Значение вязкости $10^{10}-10^{11} \text{ пуз}$ является верхним пределом, при котором стекло обладает хрупкими свойствами. При дальнейшем понижении вязкости оно переходит в пиропластическое состояние.

Кристаллизация в пустотах

Кристаллизация в пустотах — процесс местной дифференциации вещества при формировании потока или купола. Кристаллизация охватывает длительный период времени. Она может предшествовать деви-

тификации, протекать совместно с ним и завершать этот процесс. Наиболее обычными минералами являются лепидомелан, роговая обманка, магнетит, щелочной полевой шпат, кристобалит и тридимит. Примером кристаллизации этого типа являются кристаллические образования пустот, приуроченные к полосчатым структурам фельзитов Закультинского месторождения. О характере минералообразования можно судить по нарастанию крупноволокнистых агрегатов кали-натриевого полевого шпата на полосы тонкозернистого фельзита. В центральной части такой зоны наблюдается кристаллизация кали-натриевого полевого шпата пластинчатого габитуса. В отличие от девитрификации, при кристаллизации в пустотах происходит некоторая дифференциация вещества.

Наличие дифференциации вещества при кристаллизации подобного типа подтверждается различием состава кали-натриевого полевого шпата волокнистых агрегатов и пластинок. Измерение показателя преломления криптофельзитовой и зернистой частей структуры также свидетельствует о некотором различии состава. В более поздних генерациях полевых шпатов наблюдается повышенное содержание ортоклазовой молекулы ($N_{\text{ср}}$ снижается с 1,527 до 1,523). Стенки же пустот окаймлены калиевым полевым шпатом, содержащим всего 6% альбита (табл. 12). В пустотах полосчатых фельзитов Герцового потока или с. Рокосово кристаллизуются кристобалит и биотит или тридимит.

Повышенное количество летучих в центральных частях пустот подтверждается образованием минералов, содержащих летучие вещества. Состав этих остаточных расплавов различен. В тех случаях, когда он отличается повышенной железистостью, образуется лепидомелановый биотит, при повышенном содержании K и SiO_2 — ортоклаз; если в остаточной фазе избыток SiO_2 , то образуются кристобалит и тридимит.

Метаморфизм малых глубин

Контактный гидротермальный метаморфизм

Проявления контактного метаморфизма, связанного с очагами, расположеннымими ниже вулканической постройки, представлены локальными зонами. Это или ореолы вокруг куполов и некков, или линейные участки вдоль тектонических разломов. Классическим примером развития отдельных пространственно разобщенных метаморфических ореолов служит Мухор-Талинская группа месторождений. В пределах Береговского холмогорья обособленные ореолы отсутствуют; сливаясь, они образуют обширные поля (10—25 км^2) и зоны. Характерно, что конфигурация ореолов зависит от системы расположения экструзивов. Контактное воздействие того или иного купола или дайки, по всей вероятности, крайне незначительно. Гидротермальные изменения, очевидно, связаны с вулканическим очагом, непосредственно расположенным под наземным вулканическим аппаратом, представленным куполом (Западное Забайкалье, Закарпатье) или некком (Крым). В ряде случаев можно предположить наличие единого очага для целой группы массивов. Отдельные жерловины и тектонические разломы представляют ослабленные зоны, с которыми связана наиболее интенсивная циркуляция гидротермальных растворов.

Аналогичные структурно-морфологические особенности зон метаморфизма характерны и для областей современного вулканизма (район Паужетки, Камчатка; Долина Гейзеров, Иеллоустонский Парк; район Вайракей, Новая Зеландия и т. д.).

Особенности минералогического состава. Зональность

За последние 30 лет специфические условия kontaktного метаморфизма близповерхностной зоны неоднократно обсуждались на страницах геологической литературы (Fenner, 1936; Steiner, 1953; Соболев, Фишкин, 1953; Коржинский, 1960; Набоко, Пийп, 1961).

Сопоставление изученных геологических разрезов, отражающих последовательное изменение (по вертикали) минеральных парагенезисов, позволило установить следующую классическую колонку смены метасоматических зон (снизу вверх): 1) пропилитизации; 2) фельдшпатизации; 3) цеолитизации; 4) аргиллизации; 5) алунитизации; 6) опаллизации. Все отмеченные зоны, за исключением первой, выделены в разрезах, состоящих из пород кислого состава. Это — липариты, их туфы и игнимбриты.

Некоторые авторы объединяют зоны 4—6 в единую зону вторичных кварцитов, выделяя соответствующие фации: каолиновую, алунитовую и т. д. (Фишкин, 1958).

Сопоставление указанных материалов с особенностями метаморфизма древних комплексов позволило Д. С. Коржинскому выделить ряд фаций глубинности для метаморфических процессов, протекающих в вулканических образованиях (Коржинский, 1961). Названные шесть зон, по Д. С. Коржинскому, относятся к поверхностной вулканической фации. Главная особенность минералообразования в поверхностной зоне обусловлена повышенной активностью калия (Коржинский, 1960). В связи с этим происходит образование адуляра, калиевых цеолитов, калиевых сульфатов и т. д. Описательный материал, изложенный в первой главе настоящей работы, свидетельствует об отсутствии разногласий по поводу строения метаморфических зон и общей схемы зональности с названными выше авторами. Характерно, однако, что идеальная метасоматическая колонка, состоящая из полных шести зон, в действительности наблюдается редко. В частности, зона аргиллизации в ряде случаев распадается на две подзоны. В ниж-

Таблица 65

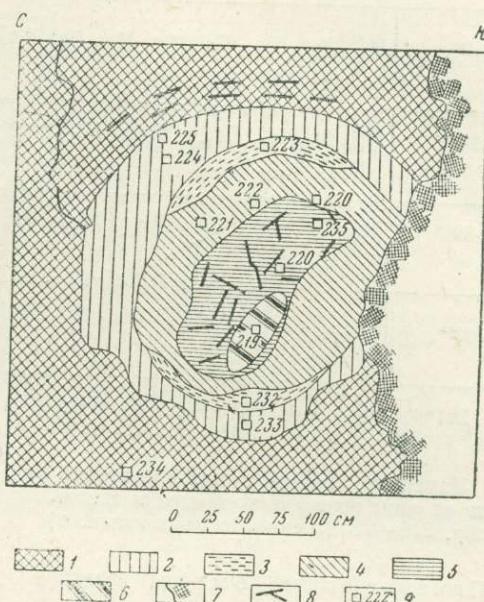
Типы метаморфической зональности (Забайкалье и Закарпатье)

Забайкальский тип			Закарпатский тип		
зона	мощность, м	типоморфные минералы	зона	мощность, м	типоморфные минералы
Адуляризации	0,25—10	Адуляр, кристобаллит, кварц	Адуляризации	0,2—1,0	Адуляр, кварц, кристобаллит, гидрослюды
Цеолитово-монтмориллонитовая	0,5—30	Сколецит, гейландинт, монтмориллонитоиды, алюмокремнеземистые гидрогели, морденит	Монтмориллонитово-цеолитовая	10—40	Морденит, минералы группы монтмориллонита
—	—	—	Каолинизация	1—100	Каолинит, опал, халцедон
—	—	—	Алунитизация	0,5—40	Калиевый алунит, опал, халцедон
Силицификации	0,1—40	Опал, халцедон	Силицификации	0,5—35	Опал, халцедон

ней подзоне преобладают монтмориллоноиды, в верхней — минералы группы каолинита. Наши наблюдения свидетельствуют о том, что указанные подзоны сравнительно редко встречаются в одном разрезе. При выпадении из разреза зоны каолинизации, как правило, отсутствуют и минералы типа алунита.

В данной работе описаны два типа метаморфической зональности. Схематическое описание строения колонок приведено в табл. 65.

В Забайкалье (Мухор-Тала) выделенные зоны можно наблюдать как в вертикальном разрезе месторождения, так и в горизонтальной плоскости относительно тектонических зон. В некоторых случаях зональность может иметь концентрическое строение. В центральной зоне обычно наблюдается система коротких крутопадающих трещин штокверкового типа. На фиг. 31 показана сложная концентрическая зональность, изученная автором в одном из обнажений северо-западной части Мухор-Талинского месторождения. Химические анализы, последовательно отобранные из всех перечисленных зон, были пересчитаны по кислородному методу Барта. В результате получено количество катионов на 1600 атомов кислорода. Ниже сравниваются полученные результаты (табл. 66). Центральная зона представлена окварцованным фельзитом. Фельзит сильно брекчирован. Незначительные по протяженности трещинки выполнены кварцем. Основная масса фельзита изменена сравнительно слабо. Наиболее интенсивно изменение выражено в окружающем фельзите вулканическом стекле. Сильно измененные породы представлены разновидностями, состоящими из минералов SiO_2 и адуляра. В промежуточной зоне преобладают водные силикаты (монтмориллоноиды, цеолиты). Далее следует неизмененное стекло. Расчет привнос — вынос, приведенный в табл. 66, показывает, что при образовании зоны водных силикатов состав первичного материала практически почти не меняется, если не считать значительного увеличения содержания водорода и выноса некоторого количества натрия. Резкое возрастание водорода обусловлено образованием многоводных силикатных минералов. Иная картина наблюдается при образовании адуляровой зоны. Водные силикаты здесь не образуются. Вместо этого наблюдается резкое возрастание числа ионов калия и кремния, а также вынос натрия. Породы крайнего, наиболее высокотемпературного звена этой зональности отличаются полным отсутствием натрия. Ранее указывалось, что образование зональности, возможно, связано с циркуляцией растворов вдоль системы ветвящихся крутопадающих трещин. Фельзиты



Фиг. 31. Метасоматическая концентрическая зональность, связанная системой коротких крутопадающих трещин. Мухор-Тала, Западное Забайкалье.

1 — неизмененный перлит; 2 — монтмориллонитизированный перлит; 3 — монтмориллонитизированный перлит с цеолитами; 4 — опалово-кристобалитово-адуляровая зона; 5 — кварцево-адуляровая зона; 6 — окварцованный фельзит; 7 — почвенный слой; 8 — тектонические трещины; 9 — место взятия проб

зона представлена окварцованным фельзитом. Фельзит сильно брекчирован. Незначительные по протяженности трещинки выполнены кварцем. Основная масса фельзита изменена сравнительно слабо. Наиболее интенсивно изменение выражено в окружающем фельзите вулканическом стекле. Сильно измененные породы представлены разновидностями, состоящими из минералов SiO_2 и адуляра. В промежуточной зоне преобладают водные силикаты (монтмориллоноиды, цеолиты). Далее следует неизмененное стекло. Расчет привнос — вынос, приведенный в табл. 66, показывает, что при образовании зоны водных силикатов состав первичного материала практически почти не меняется, если не считать значительного увеличения содержания водорода и выноса некоторого количества натрия. Резкое возрастание водорода обусловлено образованием многоводных силикатных минералов. Иная картина наблюдается при образовании адуляровой зоны. Водные силикаты здесь не образуются. Вместо этого наблюдается резкое возрастание числа ионов калия и кремния, а также вынос натрия. Породы крайнего, наиболее высокотемпературного звена этой зональности отличаются полным отсутствием натрия. Ранее указывалось, что образование зональности, возможно, связано с циркуляцией растворов вдоль системы ветвящихся крутопадающих трещин. Фельзиты

Таблица 66

Вариации состава измененных пород (Мухор-Тала, Западное Забайкалье)

Номера образца	Количественные отношения катионов	Зона
96	$H_{254} K_{52} Na_{64} Ca_{11} Mg_2 Mn_0 Fe^{2+}_{3.4} Fe^{3+}_{1.4} Al_{130} Ti_{0.2}$ $Si_{560} O_{1600}$	Неизмененный перлит
216*	$H_{416} K_{48} Na_{47} Ca_{12.5} Mg_{3.5} Mn_0 Fe^{2+}_{3.5} Fe^{3+}_{7} Al_{133}$ $Ti_{0.5} Si_{562} O_{1600}$	Монтмориллонитизированный перлит
225*	$H_{457} K_{51} Na_{31} Ca_{14} Mg_{4.9} Mn_{0.5} Fe^{2+}_{5.2} Fe^{3+}_{3.9} Al_{124}$ $Ti_{0.5} Si_{552} O_{1600}$	Монтмориллонитизированный перлит с цеолитами
223**	$H_{48.6} K_{144} Na_2 Ca_{13.2} Mg_{6.3} Mn_0 Fe^{3+}_{8.3} Al_{129} Ti_2$ $Si_{602} O_{1600}$	Опалово-кристобалитово-адуляровая
221**	$H_{21} K_{105} Na_0 Ca_{12.2} Mg_0 Mn_{0.5} Fe_{15} Al_{119} Ti_2 Si_{659}$ O_{1600}	Кварцево-адуляровая

Изменение состава стекла при переходе от зоны неизмененного стекла к зоне обр. 216—225 (среднее из двух анализов)

Изменение состава стекла при переходе от зоны обр. 216—225 (среднее из двух анализов) к зоне обр. 221—223 (среднее из двух анализов)

Привнос (в ионах)	Вынос (в ионах)
$H-182$	$K-2.5$
$Ca-2.2$	$Na-14.5$
$Mg-2.2$	$Al-5$
$Fe^{2+}-1.3$	$Si-3$
$Fe^{3+}-6.6$	
$Ti-0.3$	

Привнос (в ионах)	Вынос (в ионах)
$K-74.5$	$H-402.2$
$Fe_{общ.}-6.3$	$Na-48$
$Al-14$	$Ca-0.5$
$Si-73$	$Mg-1.1$

* Химическую характеристику см. в табл. 47.

** См. табл. 45.

центральной зоны, очевидно, возникли до формирования зональности в результате кристаллизации стекла под действием газовой фазы в фумарольную стадию вулканического процесса. Впоследствии эта же зона трещиноватости послужила каналом для проникновения в породу низкотемпературных гидротермальных растворов.

Зона интенсивной фельдшпатизации также отмечена при описании Косино-Запсоньского экструзива. Адуляр в данном случае ассоциирует с гидрослюдой и вторичным кристобалитом. Содержание в породе адуляра достигает 15—25%. Более низкотемпературные зоны на этом участке отсутствуют.

Мы указывали, что различие между метасоматическими колонками Забайкалья и Закарпатья связано с отсутствием в первом районе каолинитово-алунитовой зоны. Наличие зон каолинизации и алунитизации в мегаморфической колонке Береговского Холмогорья М. Ю. Фишкин (1958) объясняет изменением характера растворов, а именно: возникновением серной кислоты в результате окисления первичного сероводорода под действием нисходящих грунтовых вод.

Процесс минералообразования в конечном случае в обоих примерах должен привести к образованию существенно кремнеземистой породы, что в действительности и наблюдается в самой верхней зоне метасоматической колонки (см. табл. 65).

Таблица 67

Основные параметры процессов минералообразования

Минерал	Процесс и глубина, м	Температура, °С	Давление, атм.	pH, среда	Автор
Группы монтмориллонита	Природный. Скважина Норрис. 73	159°	6	—	Fenner, 1936
Кварц + адуляр	Природный. Скважина в Долине Гейзеров. 100	176	9	—	То же
Кристобалит	Эксперимент. Исходное вещество— $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{SiO}_2$	180	9,9	—	Ames a. Sand, 1948
На-морденит	То же	200	15,34	—	То же
Са-морденит	» »	300	Насыщенный пар	—	»
Морденит	Природный синтез. Исходное вещество—стекло дацитового состава. 313	230	30	5,7	Ellis, 1960
Вайракит	Природный синтез. Скважина в районе Вайракей. 180—867	200—250	55—265	—	Steiner, 1955
Кристобалит, кеанит, халцедон, кварц	Эксперимент. Исходный материал — кварцевое стекло	400	340	3,5—12	White a. Corwin, 1961
Опал + алунит	Природный процесс. Паужетка	100	Атмосферное	Кислая	Naboko, 1961
Каолинит	То же	40—100	То же	4—5	То же
Ломонтит	» »	30—250	140—190	Слабощелочная	»
Адуляр	Природный процесс. Паужетка. 50—150	180	9,9	—	»
Цеолиты + карбонат + хлорит	Природный процесс. Паужетка	160—180	6,4—0,9	Слабокислая	»
Цеолиты	Природный процесс, Вайракей	200—250	55—265	Щелочная	Steiner, 1953

Условия метаморфизма

В табл. 67 приведены основные параметры процессов минералообразования, наблюдаемые как в природных условиях, так и по данным эксперимента.

Рассмотрение табл. 67 свидетельствует о том, что кристобалит образуется в довольно широком интервале температур (180—400°) и давлений (9,9—340 атм), практически почти при неограниченном изменении щелочности растворов.

Для образования адуляра достаточны температуры порядка 175—180° при соответствующем давлении насыщенного пара. Растворы обладают слабощелочной реакцией.

При образовании цеолитов температура варьирует от 140 до 300°, давление от 3,5 до 265 атм. Растворы меняются от слабокислых до щелочных. Монтмориллонитизация происходит при температуре 159° и давлении 6 атм. Образование каолинита возможно при температуре 40—100° и давлении, близком к атмосферному. Опал и алунит образуются в атмосферных условиях. Характер растворов в двух последних примерах меняется от щелочных к кислым. Таким образом, отмечен-

ные нами эндогенные изменения стекла относятся к типичному гидротермальному метаморфизму приповерхностной зоны. В большинстве случаев, очевидно, он носит диффузионный характер, однако не исключена возможность и инфильтрационных явлений вдоль тектонических зон, жерловин и т. д. Наблюдаемые нами метаморфические явления, по всей вероятности, укладываются в интервал глубин от 5—10 до 250—300 м. Температурные изменения условий минералообразования, по всей вероятности, составляют 100—240°. Наблюдения по искусственно му и природному синтезу типоморфных минералов свидетельствуют, что адуляр, цеолиты и монтмориллониды образовались в условиях щелочной или слабощелочной среды. Метаморфизм гидротермальных растворов, которые вблизи земной поверхности приобретают кислый характер, очевидно, как и предполагают другие исследователи (Fenner, 1936; Фишкен, 1958; Набоко, 1961), связан с образованием серной кислоты при окислении восходящих струй сероводорода. При достижении $pH=4-5$ образуется каолинит. Увеличение кислотности приводит к образованию опалово-алунитовых пород.

Гидратация

Обзор предыдущих исследований

Идея о природной гидратации вулканического стекла принадлежит Розенбушу (70-е годы XIX в.), однако утверждению этой гипотезы в ее современном виде предшествовали весьма многочисленные исследования ученых различных стран. Способность водного стекла постепенно выделять воду при нагревании впервые была подмечена в 1796 г. В. М. Севергиным. Он указал на сходство в этом отношении стекла с цеолитом. Исследованный образец мареканита был назван «гляссцеолитом».

Процесс дегидратации стекол изучался также Джаддом (Judd, 1886). При прокаливании мареканита в пламени паяльной трубы Джадд впервые получил искусственную пемзу или вслученный перлит.

Хемпелю (Hempel, 1916) при температуре 1200° и давлении 85 атм удалось получить искусственное обсидианоподобное стекло, содержащее 0,6% воды, которое вслучивалось при нагревании в пламени газовой горелки.

В 1929—1937 гг. проведена серия работ по исследованию свойств воды, которая присутствует в стекле. В этот период была показана зависимость светопреломления стекла от содержания воды (Kozu, 1929; Белянкин и Иванова, 1934), получены данные, которые позволили высказать идею о двойственном характере воды в стекле (Белянкин и Иванова, 1934), показана разница в дегидратации перлита и обсидиана (Shepherd, 1938) и зависимость температуры вслучивания стекла от внешнего давления (Воларович и Леонтьева, 1937; Воларович и Чепурин, 1944).

Способность воды входить в твердое стекло под давлением показана Сосье (Saucier, 1951).

Келлер и Пикетт (Keller a. Pickett, 1954) на основании данных инфракрасного спектра перлитов оз. Верхнего (США) также пришли к выводу о наличии в стекле двух типов химически связанный воды.

Аналогичные выводы сделаны Россом и Смитом (Ross a. Smith, 1955) в результате петрографического исследования мареканитов ряда районов мира. Эти исследователи аргументировали точку зрения о вторичной гидратации вулканического стекла. Тождественные результаты также получены Кашкаем и Мамедовым (1956, 1961).

Характер и типы гидратации

Ранее было показано, что вулканическое стекло характеризуется неоднородностью в содержании воды. Петрографическое исследование этой неоднородности, а также экспериментальные работы по искусственноной гидратации позволили сделать вывод о вторичной природе большей части воды в стекле перлитового типа. Данные о способности воды входить в твердое вулканическое стекло при сравнительно небольшом давлении и температуре в сочетании с целым рядом геологических наблюдений наглядно показали возможность экзогенной гидратации вулканического стекла. С другой стороны, петрографические особенности мареканитовых зон некоторых месторождений довольно отчетливо говорят о термальной обработке стекла. Факт растворения микролитов вдоль перлитовых трещин подтверждает положение о том, что в данном случае гидратация происходила при высоких температурах.

Таким образом, нами выделяются два типа гидратации — экзогенная и термальная. Анализ фактического материала показывает, что наиболее широкое распространение имеет гидратация, протекающая в экзогенных условиях. Настоящий раздел посвящен исследованию обоих возможных вариантов этого процесса.

Следует оговориться, что под гидратацией имеется в виду процесс, который по своей физико-химической сущности, вероятно, аналогичен процессу вхождения воды в кремнекислый гель или цеолит. Аналогия основывается на следующих положениях.

1. Процесс поглощения материалом воды как в том, так и в другом случае имеет обратимый характер.

2. При гидратации, а в равной степени и при дегидратации свойства вещества меняются непрерывно (показатель преломления, удельный вес и т. д.).

3. По аналогии с цеолитами и опалами вхождение воды вызывает возрастание светопреломления, в то время как при образовании кристаллогидратов наблюдается обратное явление.

4. После полного обезвоживания не происходит нарушения структуры вещества.

Экзогенная гидратация

Зависимость содержания воды от геологического времени

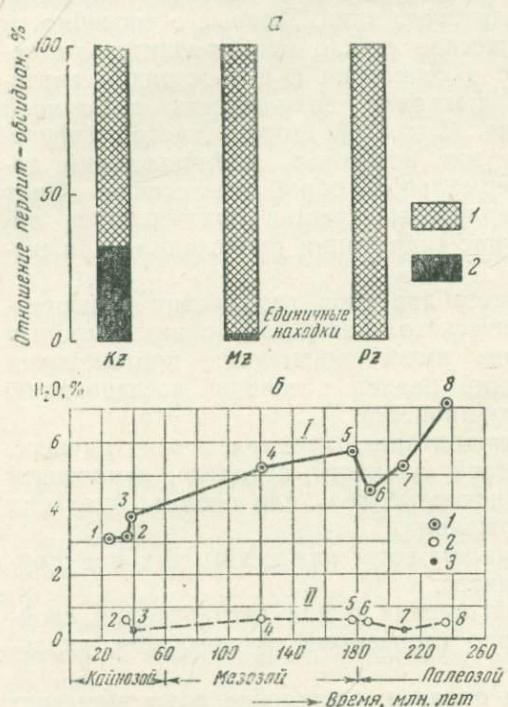
Изложенный выше фактический материал позволяет по характеру распределения воды выделить три типа массивов вулканического стекла.

К первому типу мы отнесем тела, которые отличаются сравнительно равномерным распределением воды как по вертикали, так и в площадном измерении. В эту группу входят следующие массивы: Мухорт-Талинский (Забайкалье); Семей-Тая, Архарлы (Казахстан); Ардов, Шарок (Закарпатье).

К второму типу относятся тела, в которых наблюдается резкая неоднородность в содержании воды в различных частях месторождения. В результате неоднородности образуется характерная вертикальная зональность: обсидиан — внизу разреза, перлит — в его верхней части. Во вторую группу нами объединены главным образом месторождения Закавказья (Арагацкое, Джрабер-Фонтанское).

К третьему типу относятся массивы, в пределах которых невозмож но строгое выделение той или иной зоны. Они состоят целиком из стекла смешанного или обсидианово-перлитового типа (так называемые мареканиты или обсидианово-перлитовые пары).

Из группы выделенных нами массивов первого типа наиболее детально изучено распределение воды в пределах Мухор-Талинского экструзива. Около семидесяти определений воды с достаточной полнотой позволяют судить о ее распределении как в плане, так и по вертикали рассматриваемого тела. В подавляющем большинстве случаев вода определялась, как показано, при прокаливании, причем в расчет принимались только те определения, которые относятся к неизмененному стеклу. Чистота (гомогенность) стекла определялась по данным микроскопического исследования. Предварительно также было установлено, что содержание других летучих в стекле этого типа не превышает 0,1—0,2%. В результате проведенного исследования было установлено, что вода распределена равномерно. Для перлитов Мухор-Талы в целом характерны стабильные значения содержания воды, не выходящие за пределы 5—6%.



Фиг. 32. Зависимость содержания воды в вулканическом стекле от геологического времени.

а — отношение обсидиан — перлит в месторождениях стекол кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста: 1 — перлит, 2 — обсидиан; б — схема зависимости содержания воды в перлите от геологического времени:

I — кривая, показывающая количество воды, выделившееся из стекла при 400° и ниже, II — кривая для воды, выделение которой происходит при температуре выше 400° (800 — 1200°)
1, 3 — непосредственное определение H_2O (прибор Берга); 2 — примерное определение содержания H_2O по кривым дегидратации.

Цифры на диаграмме — номера образцов:
Месторождения: 1 — Ардов, Закарпатье; 2 — Арагац, Закавказье; 3 — Фонтан, Закавказье; 4 — Мухор-Тала, Забайкалье; 5 — Закульта, Забайкалье; 6 — гора Ташкесен, Таджикская ССР; 7 — Семей-Тау, Казахстан; 8 — Чулак-Тау, Казахстан

уменьшения содержания воды в стекле свидетельствует о связи верхнего слоя, состоящего из многоводного стекла перлитового типа, с атмосферой. Наиболее глубокие зоны потока пред-

¹ Все данные о содержании воды характеризуют кислые стекла. Вода в вулканическом стекле основного состава, вероятно, представляет самостоятельную проблему.

ставлены маловодным или безводным обсидианом. Реликты обсидиана встречаются и в перлитовой зоне. Тела третьего типа, в отличие от второго, не имеют четкой зональности. Обсидиан имеет вид отдельных ядер, погруженных в перлитовую массу.

Общим признаком тел второго и третьего типов является резкая неоднородность в содержании воды. Если расположить массивы в возрастной последовательности, то оказывается, что те из них, которые характеризуются наиболее однородным водным содержанием, в то же время относятся к наиболее древним образованиям. Наиболее четко указанная закономерность проявляется в распределении во времени обсидианового стекла. Эта зависимость показана на фиг. 32, а. Исчезновение обсидиана в стеклах палеозойского возраста, с одной стороны, исчезновение неоднородности в содержании воды, с другой, свидетельствует о длительности процесса выравнивания концентрации воды. Учитывая характер вертикальной зональности, огромные размеры некоторых тел ($100-250 \text{ км}^2$) и наличие реликтовых структур в стекле обсидианово-перлитового типа, в качестве нивелирующего фактора наиболее вероятно предположить действие атмосферной влаги и времени. Если этот вывод справедлив, то суммарное количество воды в стекле должно изменяться во времени, возрастая при переходе от кайнозойских к палеозойским образованиям. Для проверки этого положения была подобрана серия стекол, составляющих естественный ряд образцов, возраст которых варьирует от третичного времени до верхнего палеозоя включительно. Образцы были подвергнуты изотермическому прокаливанию при 400° до достижения постоянного веса образца. Количество выделившейся воды, вероятно, составляет так называемую низкотемпературную воду. Затем путем прокаливания при 900° было определено количество высокотемпературной воды. Суммируя попарно данные первого и второго опытов, мы получаем общее количество воды. Таким образом, нам удалось получить два ряда цифр, нанесение которых на график в координатах (количество воды — время) позволило построить кривые I и II зависимости содержания воды от времени (фиг. 32, б). Прежде всего следует отметить следующее различие между этими кривыми.

В то время как числовая характеристика ординат для кривой II сохраняет сравнительно постоянные значения и в первом приближении может быть показана в виде прямой, параллельной оси абсцисс, для кривой I характерна довольно резкая изменчивость значений ординаты. Причем изменение ординаты отражает общую тенденцию возрастания содержания воды при возрастании значений на оси абсцисс. Пониженное содержание воды в некоторых перлитах палеозоя, по сравнению с мезозоем, вероятно, объясняется местными причинами (изменение климата, структурные особенности стекла и пр.). Для высокотемпературной воды подобной закономерности не наблюдается: очевидно, она попала в стекло в период застывания и ее содержание не зависит от внешних факторов, в частности от времени.

Таким образом, все приведенные выше факты свидетельствуют о том, что в стекле присутствует вода двух типов: вода низкотемпературная, или вторичная, и вода высокотемпературная, или первичная. Содержание низкотемпературной воды зависит от возраста стекла. Характерно, что на первых стадиях гидратации этот процесс протекает сравнительно быстро. После того, как в стекло вошло около 4% воды, скорость гидратации резко замедляется. Весьма показательно, что пока не известно ни одного образца кислого вулканического стекла, в котором содержание воды превышало бы 7,5%. Содержание воды в подавляющем большинстве стекол не превышает 6%. По всей вероятности, количество воды в 6—7% является предельным для стекла данного состава.

Вероятная схема экзогенной гидратации

Все рассмотренные выше положения позволяют наметить следующую схему гидратации вулканического стекла, протекающую в поверхностных условиях. Давление насыщенного пара в этих условиях варьирует от 23,8 *мм рт. ст.* при 25° до 92,51 *мм рт. ст.* при 50°. Ничтожные давления водяного пара в первую очередь и определяют тот факт, что гидратация протекает в течение десятков и сотен миллионов лет, в то время как в условиях эксперимента при давлении в 15 *атм* для вхождения в стекло 3% воды достаточно 10 суток. Наличие вертикальной зональности в месторождениях Арагацкое и Джрабер-Фонтанское свидетельствует о том, что в первую очередь гидратируется верхняя часть стекловатой зоны, которая непосредственно соприкасается с атмосферой. Фронт гидратации последовательно перемещается по направлению к подошве тела. Гидратации способствует наличие трещиноватости, зон дробления, пористых разновидностей стекла и т. д. Безусловно, не случаен тот факт, что сильно пористое стекло Джрабер-Фонтанского месторождения содержит значительно больше воды, по сравнению с более плотными разновидностями стекла Арагацкого (обр. 2) и Ардовского (обр. 1) месторождений. В том случае, если среди пористых стекол, которые образуются в процессе природного всучивания, присутствуют участки (ядра) плотного обсидианоподобного стекла, то естественно они гидратируются медленней. В этом случае на ранних стадиях гидратации образуются мареканиты арагацкого типа. Подобная неоднородность в содержании воды может иметь место только в массивах молодого возраста. В том случае, если поток обладает небольшой мощностью и хорошо развитой трещиноватостью (Герцовское месторождение, Закарпатье), то четкой вертикальной зональности может не возникнуть. Такой массив обычно целиком состоит из стекла мареканитового типа. В древних массивах, где гидратация зашла достаточно глубоко и которые сложены однородным материалом, в верхних частях возникают зоны с равномерным распределением воды. Мареканит может сохраниться только в нижних частях тела. Подобные образования, как уже было сказано, обычно характерны для сравнительно древних массивов (Мухор-Тала). Тот факт, что при гидратации могут возникнуть тела, которые характеризуются однородным содержанием воды как в плане, так и по вертикали, объясняется различной скоростью гидратации в начальную и конечную стадии процесса. Это различие приводит к полному выравниванию концентраций воды. Таким образом, в палеозойских стеклах содержание воды примерно одинаково как в верхней, так и в нижней части тела.

Характерно, что гидратная вода, находясь в стекле в структурных каналах, под влиянием времени, вероятно, вступает в реакцию со стеклом. Об этом свидетельствует тот факт, что в древних стеклах выделение воды происходит при более высоких температурах, нежели в третичных.

Термальная гидратация

Принципиальная возможность гидротермальной гидратации стекла доказана экспериментом. Условия для гидратации, близкие к условиям эксперимента, очевидно, могут возникать в нижних зонах вулканических тел. Случай термальной гидратации наблюдался нами в краевой части Рокосовского экструзива. Высокая температура гидратации подтверждается растворением микролитов вдоль перлитовых трещин, которые, как было показано ранее, образуются в одну из стадий этого процесса. Образцы мареканита, возникающего в процессе термальной гидратации, детально описаны в главе 3.

Нам представляется, что образование мареканитовой зоны Рокосовского типа происходит по следующей схеме.

1. Первый этап связан с дроблением стекла, которое происходит в краевой части купола в процессе экструзии. Иногда с процессом дробления связано также образование стекол с различной плотностью вещества. Так как дробление повышает интенсивность дегазации, то могут возникнуть участки, в которых дегазация носит характер частичного вспучивания, или просто вызывает разрыхление структуры стекла. В результате дробления массивная текстура лавы нарушается. Теперь мы можем различать участки породы, не претерпевшие деформаций, и окружающий их цемент, обладающий тонкой трещиноватостью. Недеформированные участки стекла образуют своеобразные ядра. Характерно, что перемещения отдельных участков стекла друг относительно друга в процессе дробления не происходит.

2. Второй этап формирования мареканитовой зоны связан с термальной гидратацией. Гидратационная вода может быть как ювенильного, так и вадозного происхождения. Второй случай, очевидно, может возникнуть в процессе излияния лавы в субаквальных условиях. В первую очередь гидратируется цемент. Его гидратация происходит при достаточно высокой температуре, вероятно, порядка 500—600°. Вдоль ранее образованных трещинок происходит растворение микролитовой фазы. Дальнейшая гидратация захватывает ядра. Под влиянием диффузии воды в них образуются круговые концентрические трещины типа перлитовой структуры. Циркуляция воды вдоль этих трещин также приводит к растворению микролитов. Результаты процесса, связанные с растворением микролитов, представлены на табл. VIII, 3—4. После падения температуры гидратация безусловно продолжается, но уже происходит в атмосферных условиях и имеет гипергенный характер. Скорость гидратации может быть различна, она зависит от температуры и давления летучей фазы. Экспериментально показано, что при температуре 140° и давлении 4,8 atm скорость диффузии 0,6 $\mu/\text{час}$; при 200° и давлении в 15 atm она приблизительно равна 8 $\mu/\text{час}$.

Образование в стекле сферической концентрической отдельности

В литературе существует несколько точек зрения на происхождение перлитовой структуры. Одни геологи рассматривают ее как результат контракции (Judd; 1886; Заварицкий, Соболев, 1961), другие — как результат ликвации (Tanton, 1925) и третьи — связывают ее с гидратационным процессом (Ross a. Smith, 1925; Кашкай и Мамедов, 1961).

Точка зрения о ликвационном происхождении ядер стекла, обнаруженных в районе мыса Агат Пойнт, была высказана в 1929 г. и в настоящее время никем не поддерживается. Против ликвационного происхождения сфероидов стекла мареканитового типа говорят следующие факты.

1. Состав стекла сфероидов и основной массы обычно одинаковый или различается очень мало. Основное различие обычно связано с содержанием воды. Однако все имеющиеся в настоящее время факты свидетельствуют о том, что этой разнице мареканиты обязаны вторичному процессу.

2. Подобные ядра стекла в последние годы были обнаружены во многих районах мира. Они были названы мареканитами. Тщательное петрографическое исследование мареканита показало, что ядра образуют лишь отдельную деталь в системе концентрических трещин и связаны постепенными переходами с окружающим стеклом.

3. Флюидальные полосы, наблюдаемые в стекле, образуют непрерывные цепочки, которые как бы пронизывают и ядро и окружающие стекла. Очень часто граница между ядром и цементирующей массой пересекает ранее образованные кристаллы. Этот факт свидетельствует о том, что образование ядер происходило в хрупком стекле, т. е. это процесс растрескивания стекла, а не обособление одной из фаз в жидким состоянии.

Вторая точка зрения о контракционном происхождении перлитовой структуры в настоящее время разделяется многими геологами. Ниже приводится ряд фактов, которые свидетельствуют о том, что для образования перлитовой структуры одной контракции недостаточно.

1. Если образование перлитовой структуры связано с процессом остывания лавы, то она должна наблюдаваться как в маловодном, так и в многоводном стекле. Однако пока не известно ни одного случая, когда бы перлитовая структура была обнаружена в стекле, которое содержит меньше 1% воды. Все без исключения обсидианы характеризуются полным отсутствием перлитовой структуры. Таким образом, устанавливается совершенно отчетливая связь между перлитовой структурой и содержанием в стекле воды.

2. Приведенные выше факты показали, что большая часть многоводных стекол образуется в процессе гидратации. Об этом свидетельствуют реликты обсидиана, заключенные в стекле перлитового типа. Мареканит обычно представляет ядро обсидиана, не содержащего концентрической отдельности, которое окружено многоводным стеклом с хорошо развитой перлитовой структурой, причем обсидиановое ядро слагает центральную зону в системе перлитовых концентров. Уже только этот факт говорит о том, что появление сферической отдельности связано с процессом превращения обсидиана в перлит.

3. Если это предположение верно, то перлитовую структуру можно получить экспериментально путем искусственной гидратации стекла. Нами был проделан подобный опыт, который показал, что в процессе искусственной гидратации в стекле наблюдаются те же явления, что и в природном мареканите. При содержании воды примерно около 3% в стекле стали появляться сферические трещинки, очень напоминающие перлитовую отдельность. Было показано, что в этом случае возникновение трещинок связано с натяжениями, которые возникают в процессе вхождения воды в стекло.

4. Следует подчеркнуть тот факт, что перлитовая структура наиболее отчетливо заметна в тех участках месторождений, где стекло предварительно в силу тех или иных причин было подвергнуто некоторому дроблению и растрескиванию. Трещиноватость этого типа разбивает стекло на отдельные участки, обычно имеющие форму неправильных многоугранников. Трещинки, вероятно, могут образовываться как в процессе остывания тела, так и при наложении на первичную структуру последующих деформаций эпигенетического характера. Обломки стекла могут возникать и при эксплозивных процессах (заюковский туф).

Следует подчеркнуть, что во всех изученных нами образцах наблюдается сочетание перлитовых трещин с микротрещиноватостью иного типа. Причем, создается впечатление, что перлитовые трещинки образуются позже, чем трещины указанного характера.

Материалы, изложенные в данной работе, позволяют предложить следующую идеализированную схему вероятного возникновения перлитовой структуры.

Одним из необходимых условий для формирования концентрической отдельности следует считать возникновение системы микротрещин или ослабленных направлений (линейные зоны пористого стекла), которые бы способствовали избирательному проникновению вторичной воды. Та-

ким образом, создаются возможности для создания вокруг отдельных обособленных участков стекла условий для диффузионного процесса, направленного от периферии к центру такого участка. Иными словами, вокруг какого-то участка стекла, размером 0,01—20 мм, создается пленка воды. При искусственной гидратации и при гидратации обломков стекла типа Заюковского туфа подобного дробления не нужно, так как мы имеем готовые обломки стекла, размером 0,01—0,5 мм. В дальнейшем начинается процесс проникновения воды в выделенный нами элементарный участок. Отметим только, что в начальную стадию образуются концентрические трещины, грубо параллельные контуру многогранника. Постепенно они округляются и их поверхности по морфологии начинают приближаться к идеальному сферониду. Этот процесс хорошо заметен на табл. VII, VIII, которые характеризуют мареканиты Мухор-Талы, Заюково и Рокосово. Автор отдает себе отчет в том, что в некоторых случаях первичные трещины, способствующие проникновению воды, могут иметь характер поверхностей деформации, возникновение которых связано с натяжениями, образующимися при охлаждении данного тела. Тогда, по всей вероятности, мы вправе говорить лишь об ослабленных зонах, которые, гидратируясь в первую очередь, затем создают условия для диффузии воды к центру оконтуренного ими участка. Интересен факт, что наличие натяжений, которые возникают при диффузии воды, фиксируется особыми анизотропными каемками (табл. VIII, 2). Образование трещины приводит к снятию этих напряжений и исчезновению каемок.

ВЫВОДЫ

1. Крупнейшими месторождениями вулканических стекол следует считать образования эфузивного генезиса. Перлиты этих месторождений не только образуют весьма крупные концентрации, но и характеризуются большой однородностью материала.

При ведении геологоразведочных работ месторождения эфузивного генезиса могут сравниваться с крупными массивами строительного камня и, по всей вероятности, требуют аналогичного методического подхода.

Экструзивные купола встречаются чаще других образований, характеризуя наиболее распространенный тип месторождения. Наибольшее число эксплуатируемых объектов как в СССР, так и за рубежом относится именно к этому типу. Вместе с тем в ряде случаев они образуют и довольно крупные концентрации (месторождения Закарпатья и Нью-Мексико). Наибольший интерес представляют растекшиеся экструзии.

При оценке месторождения следует иметь в виду не только массивные стекловатые породы, слагающие периферию экструзивов, но и сопутствующие им образования пирообломочного происхождения.

Месторождения эксплозивного и интрузивного типов имеют второстепенное значение. В СССР пока имеется три небольших месторождения стекловатых пород игнимбритового генезиса, сырье которых было подвергнуто опробованию в лабораторных или полупромышленных масштабах. Для двух из них (Казахстан), исключая сваренный туф Заюковского месторождения (Кабардино-Балкарская АССР), получены положительные результаты. Заюковские игнимбриты отличаются большой неоднородностью материала, некоторые их разновидности вспучиваются слабо или не вспучиваются совсем.

Стекловатые породы интрузивного генезиса, очевидно, самостоятельный промышленного значения не имеют. Их эксплуатация в силу горно-геологических и экономических условий возможна лишь при наличии

в непосредственной близости крупного месторождения стекла иного типа.

2. Главная особенность кристаллизационных процессов, присущая только стекловатым породам, определяется девитрификацией. Девитрификация приводит к образованию сферолитовых и фельзитовых агрегатов. При девитрификации образуются специфические минеральные ассоциации с участием кристобалита и тридимита.

3. Стекловатые породы подвергаются гидротермальным изменениям более интенсивно, нежели их кристаллические аналоги. Судя по экспериментальным данным и наблюдениям над природными процессами, изменение кислого стекла при наличии небольшого количества минерализаторов начинается при температурах порядка 80—140°. Таким образом, начальная стадия изменения вулканического стекла может являться показателем начиナющегося метаморфизма.

4. Подавляющее большинство многоводных вулканических стекол типа перлитов образуется в процессе вторичной гидратации стекла, протекающей в экзогенных условиях.

Г л а в а 6

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОМЫШЛЕННОЙ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА СЫРЬЯ

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СЫРЬЯ

К началу 1962 г. все главные месторождения водосодержащих вулканических стекол оказались опробованными и получили минимальную геологическую характеристику. Ранее (см. табл. 62) приведены основные параметры технологического процесса, которые дают возможность судить о качестве сырья различных месторождений. В таблице отчетливо виден определенный порядок в расположении цифр. Наиболее характерны два направления. С одной стороны, наличие нисходящей тенденции (от первого порядкового номера к девятому) для коэффициента вспучивания, с другой — восходящей в том же направлении для температуры и времени вспучивания. По средним значениям коэффициента вспучивания выделяют три условных группы перлитов. В первую попадают стекла, имеющие $k_{\text{всп.}} > 10$; во вторую $5 < k_{\text{всп.}} < 10$; в третью $k_{\text{всп.}} < 5$. Охарактеризуем указанные группы несколько более подробно.

Первая группа. Вулканические стекла первой группы вспучиваются при наиболее низких температурах, $760—1100^\circ$, редко выше $1150—1170^\circ$.

Вторая группа. Перлиты второй группы вспучиваются при температуре $1100—1200^\circ$.

Третья группа. Эта группа образцов включает трудновспучивающиеся разновидности перлитов. Температура вспучивания варьирует от 1200 до 1300° .

Характерно, что если для вспучивания фракции $3—15 \text{ mm}$ для первых двух групп требуется максимальное время в 1 мин., то для третьей группы оно возрастает до $7—10$ мин.

В то же время из табл. 68 видно, что большая часть легко вспучивающихся перлитовых руд охватывает месторождения третичного возраста (кайнозой). Трудно вспучивающиеся перлиты (третья группа) характеризуют сырье, связанное с месторождениями палеозойского возраста. Таким образом, разделение месторождений на три возрастные группы в то же время в значительной степени определяет и качество руды. От возраста вулканического стекла зависят не только температура и коэффициент вспучивания, но и степень гидратации стекла, а следовательно, и состав летучей фазы. Летучая фаза кайнозойских стекол в ряде случаев (исключая сухие стекла) представлена не только водой, но и газами. Причем, содержание газовой составляющей достигает $1—4\%$ от общей массы породы. В то же время содержание воды обычно не превышает $2,5—3,0\%$. В стекловатых породах мезозойского и палеозойского возрастов содержание газов варьирует от $0,1$ до 1% . Количество

Таблица 68

Зависимость содержания воды в стекле от геологического возраста

Месторождение	Возраст	Содержание летучей фазы, %		
		суммарное	газы	вода, удаляемая при 200—290°
Кечалдаг, Азербайджан	Плиоцен	3,5—5	1—4	1,5—2,5
Джрабер-Фонтанское, Армения	Олигоцен-плиоцен	3,5—5	—	—
Ардов, Закарпатье Чепка, Закарпатье Хаеш, Закарпатье	Миоцен	1,6—3,8	—	—
Арагацкое, Армения	Олигоцен	3,6	1,5—3,7	1,5—2,5
Мухор-Тала, Западное Забайкалье	Верхняя юра — ниж- ний мел	5,5	0,1	5,4
Закульгинское, Читин- ская обл.	Верхняя юра	4—6	—	—
Семей-Тау, Восточный Казахстан	Верхний карбон — ниж- няя пермь	4—6	—	—
Чулак-Тау, Юго-Восточ- ный Казахстан	Нижняя пермь	7	1	6

воды составляет 4—6%. Так как для эффективного вспучивания стекла достаточно 1,5—3% воды, то избыточное количество воды во избежание растрескивания при вспучивании удаляется путем частичной дегидратации при 400—600°. Если подобной дегидратации подвергнуть арагацкий перлит, то остаточное количество воды может оказаться меньше оптимального содержания. В свете сказанного становится понятным, почему предварительный обжиг третичных перлитов Закарпатья резко снижает их коэффициент вспучивания.

Особый тип сырья составляют вулканические стекла обсидианового типа. Технологические параметры обсидианов ряда месторождений приведены в табл. 69.

Таблица 69

Технологические параметры, характеризующие обсидианы некоторых месторождений

Месторождение и порода	Фракция 5—15 мм						Источник	
	вспучивание в лабораторной печи		вспучивание во вращающейся печи					
	температура, °C	время, мин	$k_{\text{всп.}}$	температура, °C	время, мин.	$k_{\text{всп.}}$		
Джрабер-Фон- танское, Нур- нус-Гутансар- ский поток .	1150°	3—5	6—8	970—990°	20—40	6—9	Мерзляк, 1957	
То же, пористая разновидность	930—980	—	10—12	930—980	—	8—10	Каменецкий, 1961	
Арагацкое, раз- новидность ко- ричневой ок- раски . . .	1250—1280	—	4—5	1250—1280	—	3—5	Лаборатория вспученных материалов, РОСНИИМС	
Рокосово, Закар- патье . . .	1150	4	4	—	—	—		

Вспучивание стекла происходит только при определенных значениях вязкости. Так как вязкость зависит от содержания летучих, то при незначительных содержаниях воды и газов, естественно, вспучивание произойдет при повышенных значениях (по сравнению с перлитами) температуры и времени. В том случае, если будет взято стекло смешанного типа (обсидиан-перлит), то и технологические параметры будут иметь промежуточные значения. Так как до настоящего времени не разработана технологическая схема вспучивания обсидианового песка (фракция ≤ 3 мм), то естественно, что главное значение придается перлиту. Возвращаясь к типизации сырья, охарактеризуем более полно каждую из ранее выделенных групп.

Перлиты месторождений кайнозойского возраста

Вспучивание вулканических стекол этого типа производится в один этап, температура вспучивания, как указывалось ранее, варьирует от 760 до 1100°. Коэффициент вспучивания обычно ≥ 10 . Характерны пористые разновидности, которые отличаются наибольшим содержанием газовой фазы и при вспучивании дают материал с наименьшим объемным весом. Содержание воды обычно не превышает 1,5—3,5%; содержание газовой фазы варьирует от 0 до 4%. Среди стекол третичного возраста обсидианы составляют 25—30%.

Наиболее крупные месторождения этого типа: Арагацкое, Джрабер-Фонтанское, Кельбоджарское (Закавказье), ряд месторождений Берегово и Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье).

Перлиты мезозойского возраста

Для мезозойских перлитов характерен двухстадийный обжиг при вспучивании. В первую стадию (температура 300—400°) удаляется избыточная часть воды. Температура вспучивания колеблется в пределах 1100—1200°; коэффициент вспучивания составляет 5—10; время вспучивания щебня от 30 сек до 1 мин. Пористые текстуры встречаются редко. Вода составляет главную часть летучей фазы, ее содержание достигает 4—6%. Обсидианы встречаются очень редко.

Примером месторождений этого типа являются перлиты Мухор-Талы, Закульгинского и Богопольского месторождений.

Перлиты палеозойского возраста

Так же как и сырье предыдущей группы, перлиты палеозоя вспучиваются в две стадии. Избыточная вода выделяется при 500—650°. Вспучивание происходит при наиболее высоких температурах (1200—1280°). Для вспучивания щебня необходимо время в 7—10 мин. Коэффициент вспучивания 1,5—5. Пористые разновидности стекла, как правило, отсутствуют. Количество газов не превышает 1% от всей массы породы. Содержание воды достигает 5—7%. Обсидиановые разновидности отсутствуют.

В пределах СССР палеозойские стекла обнаружены в Казахстане (Семей-Тау, Архарлы, Тугайское месторождение и т. д.).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ СЫРЬЯ

В пределах каждой из указанных групп или отдельного месторождения по тем или иным петрографическим признакам выделяется целый ряд разновидностей, которые, однако, по своим показателям укладываются в пределах той или иной технологической группы. Исследованные вулканические стекла из различных месторождений Советского

Союза, а также и в пределах одного месторождения, различаются количественным соотношением кристаллов и основной массы, размером и способом группировки кристаллических агрегатов, характером распределения в стекле воды и пр.

Для выяснения влияния фазовой неоднородности указанного типа на качество получаемого продукта нами совместно с И. Н. Явицем (РОСНИИММС, лаборатория вспученных материалов) была проведена специальная работа (Наседкин, Явиц, 1962).

На основании указанных признаков все вулканические стекла, имеющиеся в нашем распоряжении, разделены на четыре группы.

Первая группа образцов характеризует породы с типичной порфировой структурой и витрефировым строением основной массы. Содержание вкрапленников в этих образцах варьирует от 1—2 до 40—42%, размер их от 0,8 до 10—15 мм. Вкрапленники представлены плагиоклазом (A_{40-43}), биотитом, калиевым полевым шпатом. В других случаях калиевый полевой шпат имеет сферолитовое строение, окаймляя ранее образованные кристаллы и поры, выполненные тонкозернистым агрегатом кристобалита. Стекло основной массы ($N=1,500-1,503$) содержит относительно редкие включения микролитов и кристаллитов. Суммарное содержание летучих не превышает 5%. Месторождения: Ардов, Пеликан, Чепка, Затишня и др.

Вторая группа образцов, в отличие от первой, совершенно не содержит вкрапленников или содержит их не более 2—3%. Кристаллическая фаза представлена микролитами пироксена и плагиоклаза.

Пироксены часто содержат в виде включений кубики более раннего магнетита. Размер отдельных микролитов 0,01—0,08 мм, содержание их в породе от 5—10 до 40—45%. Микролиты расположены беспорядочно или группируются в ритмичные полосы шириной 0,1—0,2 мм. Месторождения: Мухор-Тала, Закульгинское и др.

Третья группа образцов, так же как и вторая, характеризуется полным или почти полным отсутствием вкрапленников. Вулканическое стекло замещается моно- или полиминеральным агрегатом гидротермальных минералов, образующих своеобразные структуры замещения. Размер отдельных зерен 0,0001—0,01 мм. Изменение стекла, как правило, начинается от перлитовых трещин и далее сравнительно равномерно захватывает витрефированную часть породы. Кристаллические образования имеют форму сферолитов или ватоподобных плохо индивидуализированных агрегатов. Содержание кристаллической фазы (до 10—15%) макроскопически не вызывает заметного изменения стекла (при 20—30% оно становится матовым).

В четвертую группу выделены образцы, определяющие неоднородность стекловатой фазы (табл. VII, 3—4). Макроскопически это выражается в наличии темно-серых ядер полупрозрачного стекла обсидианового типа (1% воды), окруженных серым стеклом с хорошо развитой перлитовой структурой. Изучение прозрачных шлифов показывает, что ядра составляют центральную зону системы концентрических окружностей, определяющих перлитовую структуру вулканического стекла. Среднее содержание воды в ядрах 0,2—0,78% (т. е. в данном случае мы имеем типичное стекло мареканитового типа), в серой основной массе — 3,6%. Вулканические стекла обсидианово-перлитового типа (мареканиты) слагают юго-западную часть Гершовского купола и краевые зоны экструзии района с. Рокосово (Закарпатье). Исследование, проведенное автором совместно с И. Н. Явицем (Наседкин, Явиц, 1962), показало, что в том случае, если кристаллическая фаза представлена вкрапленниками интрателлурического типа (первая группа образцов), то даже при ее содержании в 40—42% возможно получение материала с объемным весом $< 1,0$.

Совершенно иное положение возникает в том случае, если кристаллические образования представлены микролитами, продуктами гидротермального метаморфизма или девитрификации (вторая и третья группа образцов), образующими в стекле своеобразные структуры замещения. При этом содержание кристаллов до 20—25% исключает возможность эффективного вспучивания стекла.

Однако отрицательные результаты получены также при вспучивании стекла обсидианово-перлитового типа. Это обстоятельство связано с тем, что перлитовая часть гранулы вспучивается быстрей (в данном случае 30 сек), а на вспучивание обсидиановой части тратится в 10 раз больше времени. К этому моменту ранее вспученный перлит успевает частично расплываться и получение качественного продукта, естественно, становится невозможным.

ВЫВОДЫ

1. Наилучшими технологическими свойствами обладают водосодержащие вулканические стекла кайнозойского возраста. Эти породы в большинстве случаев характеризуются оптимальным содержанием воды и отсутствием вторичных изменений, препятствующих вспучиванию. Температура вспучивания обычно не превышает 1000—1050°.

2. Кроме водосодержания, при определении способности сырья к вспучиванию следует учитывать количество и характер кристаллических образований: содержание вкрапленников до 40—42% не вызывает резкого ухудшения качества вспученного материала.

В противоположность этому наличие тонкозернистого агрегата с равномерным распределением зерен настолько ухудшает качество вспученного перлита, что уже при содержании кристаллов в 20—25% исключается возможность промышленного использования сырья.

Вспучивание стекла обсидианово-перлитового типа также дает отрицательные результаты. Эта порода не имеет промышленного значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах СССР выделяются три разновозрастных перлитоносных комплекса.

Первый комплекс расположен в пределах областей молодого альпийского вулканизма (с запада на восток): Закарпатье, Кавказ (особенно Закавказье), Приморье, Охотское побережье и Чукотский полуостров; второй комплекс — на территории преобладающего мезозойского вулканизма (Забайкалье, Хабаровский край); третий комплекс включает районы проявлений палеозойского вулканизма (Казахстан).

Стекловатые породы липаритового и дацитового составов образовались несколькими способами: 1) в результате эфузивного процесса; 2) путем экструзии вязкой лавы; 3) при застывании магматического тела в приповерхностных условиях; 4) в результате взрыва.

При образовании стекла главную роль играли быстрота охлаждения, количество летучих и вязкость.

Одним из наиболее характерных процессов, присущих стекловатым породам, является расстеклование (девитрификация).

Девитрификация происходит на различных стадиях эволюции стекла: в процессе остывания стекловатого тела, при его вторичном разогреве до соответствующей температуры и под влиянием геологического времени. В первом случае мы имеем первичную девитрификацию, во втором и третьем — вторичную.

Под влиянием низкотемпературного гидротермального метаморфизма стекловатые породы легко превращаются в агрегат глинистых минералов, цеолитов и минералов группы SiO_2 . В зоне низкотемпературного метаморфизма малых глубин протекают такие явления, как адуляризация, цеолитизация, монтмориллонитизация, каолинизация, алунитизация, опализация.

Одним из главных поверхностных изменений вулканического стекла является его гидратация.

Экспериментально доказано, что гидратация может происходить в твердом стекле при сравнительно невысоких давлениях (6—15 atm) и температурах (150—200°). Длительность геологического времени (сотни миллионов лет) способствует поверхностной экзогенной гидратации. Под влиянием гидратации образуется перлитовая структура. Таким образом, в стекле можно выделить два генетических типа воды: первичную, попавшую в стекло из магмы, и вторичную, являющуюся результатом поверхностного эпигенеза. Соответственно выделяются и два типа стекла: обсидиан и перлит. Процесс гидратации способствует дегазации стекла. Молодые стекла отличаются значительным содержанием газовой фазы, в то время как в мезо-палеозойских разновидностях она содержится в резко подчиненном количестве.

Наличие двух типов воды подтверждается данными инфракрасного спектра, термометрии и петрографическими наблюдениями. По всей ве-

роятности, вода локализуется в тончайших каналах структурного порядка.

Наилучшими промышленными свойствами обладают кайнозойские перлиты ($k_{\text{всп.}} = 10—20$); менее эффективные результаты получаются при вспучивании мезозойского стекла ($k_{\text{всп.}} = 5—10$) и еще худшие — при обжиге перлитов палеозойского возраста ($k_{\text{всп.}} \leq 5$). Согласно указанной последовательности происходит возрастание температуры обжига. Качество руды зависит также от типа кристаллической фазы (вкрапленники, микролиты и продукты эпигенетического изменения) и от равномерности распределения воды в ней.

Содержание вкрапленников не должно превышать 42—45%, продуктов изменения — 22—23%. Обсидианово-перлитовое стекло вспучивается неравномерно, что значительно ухудшает качество получаемого продукта.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В. Н. Гиалобазальт из зеленокаменной полосы Ивдельского района. В кн.: «Первое Уральское петрографическое совещание (тезисы докладов)». Свердловск, 1961.
- Антипин В. Н. О вулканических стеклах хребта Цаган-Хунтей.—«Изв. высших учебных завед., геол. и разведка», № 12, 1958.
- Апрельков В. Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка). Туфолавы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А., Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья (Западное Забайкалье).—Труды ИГН АН СССР, вып. 128, 1951.
- Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К., Новиков В. А., Осокин П. В. Состояние изученности гранитоидов Бурятии и задачи их дальнейшего изучения. В кн.: «Материалы совещания по расщеплению гранитоидов Забайкалья». Улан-Удэ, 1960.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд-во иностр. лит., 1956.
- Безбородов М. А. Камни в стекле. Гизлэгпром, 1939.
- Белов И. В. Перспективы использования в строительстве мезо-кайнозойских лав, вулканических стекол и туфов в Прибайкалье. В кн.: «Материалы конференции по развитию производительных сил Восточной Сибири». Улан-Удэ, 1958.
- Белянкин Д. С. и Еремеев В. П. Вулканические стекла Аджаристана.—Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 5, 1935.
- Белянкин Д. С. и Иванова В. П. Термооптический анализ вулканического стекла из Аджаристана.—Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.
- Белянкин Д. С., Казнакова Н. Г. К вопросу о кристобалите. В кн.: «Акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу к пятидесятилетию научной деятельности». Изд-во АН СССР, 1934.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья.—Изв. АН СССР, серия геол., № 2—3, 1936.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите и об условиях кристаллизации его в некоторых породах Закавказья.—Труды Минер. музея АН СССР, вып. 1, 1949.
- Бобриевич А. П. К минералогии липаритовых обсидианов района Герцовце-Федешовце в Закарпатье.—Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 6, 1952.
- Бок И. И., Дмитриевский В. С. Перлит Джунгарского Алатау как цементное сырье.—Изв. Казахского фил. АН СССР, № 2-3, 1944.
- Будников П. П. и Бобровник Д. П. Искусственная пемза из обсидианов Армении и ее использование для изготовления легких бетонов.—Керамика, № 9, 1939.
- Будников П. П., Полинковская А. И. Исследования вулканических водосодержащих стекол и продуктов их вслучивания.—Докл. АН СССР, 122, № 2, 1958.
- Бурьяннова И. З., Фаворская М. А. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня.—Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1961.
- Вегуни А. Т. Месторождения перлита в Армении.—Разведка и охрана недр, № 11, 1958.
- Вершинина В. В. О свойствах и условиях вслучивания витрофиров Семейтауского месторождения.—Строительные материалы, № 3, 1959.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда.—Труды ИГН АН СССР, вып. 86, 1950.
- Воларович М. П. и Леонтьев А. А. Исследование вязкости обсидианов в связи с вопросом генезиса пемзы.—Докл. АН СССР, 17, № 8, 1937.

- Воларович М. П., Чепурин В. П. Опыты по нагреванию обсидианов под давлением в связи с вопросом генезиса пемзы.—Записки Всеросс. минер. об-ва, 2 серия, ч. 73, вып. 1, 1944.
- Воловикова И. М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эфузивных породах Чаткальского хребта.—Труды ИГН АН СССР, вып. 159, 1955.
- Волянюк Н. Я. Вулканические стекла из Мухор-Тала.—Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 14, 1958.
- Гарнер В. (ред.). Химия твердого состояния. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Горанов А., Вутков В. Г., Петров П. С. Перлиты в Изосточните Родопи.—Изв. Геол. ин-та Болгарской АН, 8, 1960.
- Горбачевская О. Н. Геолого-петрографическое исследование липаритов хр. Большой Шолес в Закарпатье. Автографат канд. дисс. М., 1954.
- Горшков Г. С. О строении вулкана Арагац и его игнимбритах. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Еремеев П. В. Петрографические заметки.—Записки С.-Петербург. минер. об-ва, 6, 1871.
- Жуков А. В., Байвель И. Я., Солоненко И. С. Вспученный перлит. Киев, 1960.
- Забелин В. А. Исследование опалов и опалодержащих пород адсорбционно-структурным методом.—Докл. АН СССР, 139, № 2, 1961.
- Заварецкий А. Н. Игнимбриты Армении.—Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1947.
- Заварецкий А. Н. Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Иванов Б. А. Новые данные о геологическом строении Восточного Забайкалья.—Сов. геология, № 10, 1940.
- Иванов Б. А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья.—Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 32, 1949.
- Каменецкий С. П. Перититовые теплоизоляционные материалы. Ин-т Теплопроект, г. Бабушкин, 1961.
- Кассин Н. Г. (ред.). Геология СССР, т. XX, ч. 1. Госгеолтехиздат, 1941.
- Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1955.
- Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты и обсидианы Азербайджана.—Докл. АН Азерб. ССР, 12, № 6, 1956.
- Кашкай М. А., Мамедов А. И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1961.
- Князев Г. И. О липаритах и перлитах Читинской области и их возможное значение как строительного материала. В кн.: «Материалы конференции по развитию производительных сил Восточной Сибири». Улан-Удэ, 1958.
- Козеренко В. Н., Локерман А. А., Наумова С. Н. Новые данные о нижнепалеозойских отложениях Восточного Забайкалья.—Докл. АН СССР, 131, № 3, 1960.
- Козубова Л. А. Гранитоиды Малханского хребта и принцип их расчленения. В кн.: «Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья». Улан-Удэ, 1960.
- Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности.—Докл. АН СССР, 133, № 5, 1960.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Костюк В. П. К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья.—Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1959.
- Костюк В. П. Мезо-кайнозойская магматическая деятельность в Карпатах. Докт. диссерт. Львов, 1960.
- Лазаренко Е. О. Метасоматични утворення у вулканічних породах Закарпатья. Львов, 1960.
- Лебедев А. П. Палеогеография центров юрского вулканизма Большого Кавказа.—Докл. АН СССР, 58, № 9, 1947.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.Петрография, ч. I. Л., 1925.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю.Петрография Изд. 5-е, Л.—М., 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Микроскопические свойства сордавалита. Избранные труды, т. III. Изд-во АН СССР, 1952.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Изд-во АН СССР, 1933.
- Лекон Ж. Инфракрасное излучение. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья (диссертация). Всес. геол. фонды, 1946.
- Малеев Е. Ф. Некоторые третичные вулканы Закарпатья.—Природа, № 8, 1949.
- Малеев Е. Ф. Перспективы поисков перлита в Закарпатье.—Разведка и охрана недр, № 11, 1959.

- Малеев Е. Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах.—Докл. АН СССР, 133, № 5, 1960.
- Мануйлова Н. С. Микроструктура природных перлитов и ее изменение в процессе вспучивания.—Труды РОСНИИМС, № 19, 1961.
- Мануйлова Н. С., Наседкин В. В., Петров В. П., Полинковская А. Н. Петрография и практическое значение перлитов Мухор-Талы.—Труды ИГЕМ, АН СССР, вып. 61, 1961.
- Мануйлова Н. С., Варшал Б. Г., Майер А. А. Исследование структуры и некоторых физико-химических свойств перлитов. Сб. Труды РОСНИИМС, № 25, 1962.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Опала на Камчатке.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 18, 1960.
- Мархинин Е. К. Кварцево-оливиновый дацит с острова Кунашир.—Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 26, 1957.
- Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. Н. Опыт определения химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателю преломления их искусственных стекол.—Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 30, 1960.
- Мельников М. П. Петрографические заметки.—Записки С.-Петербург. минер. об-ва, 2 серия, ч. 28, 1891.
- Мельников М. П. Куливинит.—Записки С.-Петербург. минер. об-ва, 2 серия, ч. 28, 1891.
- Мерзляк А. Н. Теплоизоляционные материалы и изделия из перлита и керамзита.—Информ. бюлл. ин-та «Теплопроект», 1957.
- Миллер Е. Е. О туфоловах Казахстана. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Минерально-сырьевая база местных строительных материалов Читинской обл. по состоянию на 1 января 1956 г. Фонды Читинского геол. упр.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Монич В. К. Изверженные породы Семейтауского комплекса.—Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 11, 1949.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
- Мухин Е. Я., Гуткина Н. Г. Кристаллизация стекол и методы ее предупреждения. Оборонгиз, 1960.
- Набоко С. И. Вулканические экскавации и продукты их реакции. Изд-во АН СССР, 1959.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Набоко С. И., Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм (Камчатка). В кн.: «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Изд. АН СССР, 1961.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья (диссертация). Библ. Отд. геол.-геогр. наук АН СССР, 1944.
- Нагибина М. С. Эффузивно-осадочная свита междуречья Хилок — Ингода.—Вестник МГУ, № 3, 1948.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования.—Труды ИГН АН СССР, вып. 128, 1951.
- Нагибина М. С. Верхнемеловые вулканогенные образования верхнего Приамурья.—Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1959.
- Нагибина М. С. и Лучицкий И. В. О структурном расчленении Забайкалья.—Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1948.
- Наседкин В. В. Петрографические критерии промышленного использования игнимбритов. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Наседкин В. В., Петров В. П. Экспериментальное получение перлитовой структуры.—Докл. АН СССР, 146, № 2, 1962.
- Наседкин В. В., Явиц И. Н. Фазовая неоднородность вулканического стекла кислого состава; критерии промышленной оценки вспученного перлита. В кн.: «Труды VI совещания по технической и экспериментальной минералогии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1962.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., вып. XX, ч. 1 и 2. Изд-во Акад. наук, 1914.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3. М., 1935.
- Обручев В. А. Докембрий Западного Забайкалья. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. I, докембрий СССР. М.—Л., 1939.
- Обручев В. А., Герасимов А. П., Гедройц А. Э. Геологические исследования и разредки в Забайкальской обл. в 1895—1898 гг. СПб., 1899.

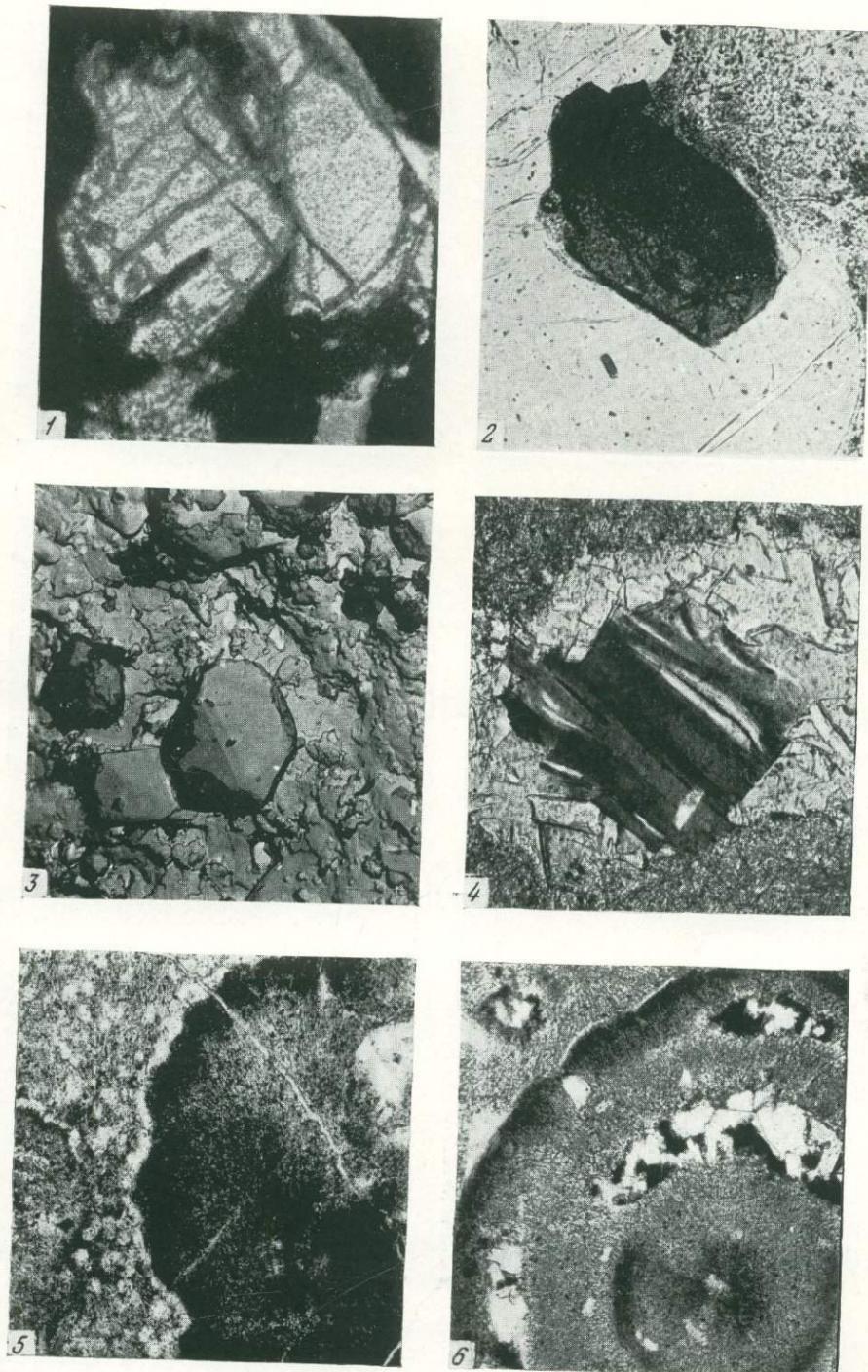
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.—Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1942.
- Обручев С. В., Лурье М. Л. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм).—Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1950.
- Ормонт Н. М. Пироксены базальтовых пород бассейна р. Мокрая Волноваха и распределение железа в этих породах.—Вестник МГУ, серия биол., № 1, 1956.
- Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Труды ИГН АН СССР, вып. 36, 1940.
- Островский И. А. Обсидианы и туфовидные порфиры горы Ташкесен. В кн.: «Петрография Карамазарских и Кураминских гор». Изд-во АН СССР, 1936.
- Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода.—Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 1, 1956.
- Павловский Е. В. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульско-Агинского р-на.—Труды ИГН АН СССР, вып. 8, 1938.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальской горной страны. В кн.: «Совещание по металлогении Западного Забайкалья (тезисы докладов)». Иркутск, 1956.
- Паффенгольц К. И. Геологический очерк Кавказа. М., 1959.
- Петров В. П. Новые виды неметаллических полезных ископаемых.—Разведка и охрана недр, № 3, 1955.
- Петров В. П. Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе артикуфа.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 14, 1957.
- Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Петров В. П., Наседкин В. В. Перлит и другие кислые природные вулканические стекла как горные породы и промышленное сырье.—Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 48, 1961.
- Пийп Б. И. Кроноцкие игнимбриты на Камчатке. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Полинковская А. И. Свойства вспучивающихся вулканических стекловатых пород и методы их оценки. В кн.: «Вопросы изучения и развития сырьевой базы графита, стекольных, керамических и некоторых строительных материалов Восточной Сибири». Изд-во АН СССР, 1959
- Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Госгеонефтеиздат, 1934.
- Русаков М. П., Фремд Г. М. 1. Группа пермских вулканических аппаратов в горах Кату.—Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.
- Русаков М. П., Фремд Г. М. 2. Казимовское месторождение перлита в горах Архарлы Джунгарского Алатау.—Труды Казахск. научно-исслед. ин-та сырья, вып. 2, 1960.
- Синельников Н. Н. О превращении кварца в кристобалит в температурной области устойчивости тридимита.—Докл. АН СССР, 106, № 5, 1956.
- Смирнов Г. И. Минералогическая характеристика измененных пород Береговского района в Закарпатье.—Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.—Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 4, 1960.
- Соболев В. С., Бобриевич А. П., Костюк В. П., Горбачевский О. Н., Спилковская С. М., Фишкун М. Ю. Петрография неогеновых вулканогенных и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Соболев В. С., Вагтанова Н. С., Горбачевская О. Н. Петрография неогенных вулканических пород Ужгород-Хустского хребта.—Труды Львов. геол. об-ва, серия петрogr., вып. 1, 1947.
- Соболев В. С., Костюк В. П. К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Соболев В. С., Фишкун М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алуниита.—Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Соколов Д. Ю. Гиперстен из дайита с. Глубокого в Закарпатье.—Минер. сб., № 12. Львов, 1951.
- Сперанская И. С. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Тамман И. Стеклообразное состояние. ОНТИ, 1935.

- Тернер Ф. Дж. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Иванова Г. Н. Петрография Береговского вулканического холмогорья.—Научн. записки Львов. политехн. ин-та, вып. VI, № 2, 1949.
- Грегер В. С. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеотехиздат, 1958.
- Устинев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.—Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961.
- Финько Б. И. Отпечатки кристаллов.—Природа, № 3, 1961.
- Фишкин М. Ю. И. Петрография пород Береговского холмогорья. Канд. диссерт. Львов, 1954.
- Фишкин М. Ю. 2. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области.—Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 23, 1954.
- Фишкин М. Ю. Минералогические фации и условия образования вторичных кварцитов Береговского холмогорья в Закарпатье.—Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. Вопросы геологии Азии, т. I. Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии. Фонды Бурятск. геол. упр. Улан-Удэ, 1957.
- Фремд Г. М. Морфологические типы игнимбритов и туфолов Южного Казахстана. Туфоплавы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.—Труды ИГН АН СССР, вып. 138, 1951.
- Червяковский Г. Ф. Игнимбриты и туфоловы на Урале. Туфоловы и игнимбриты.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 20, 1961.
- Чумаков А. Е. О генезисе вариолитов Мугоджар.—Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1945.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. К тектонике юго-восточного Прибайкалья.—Проблемы сов. геол., 1, № 2, 1933.
- Шпильков Е. М. Сырье Центрального Казахстана для производства легких заполнителей и перспективы его использования. В кн.: «Производительные силы Центрального Казахстана», т. 5. Алма-Ата, 1959.
- Apfels L. L. a Sand L. B. Hydrothermal synthesis of wairakite and calcium-mordenite.—Amer. Min., 43, N 5/6, 1948.
- Anwar Y. M. A clinopyroxene from the granophyre of Meall Dearg, Skye.—Geol. Mag., 92, N 5, 1955.
- Barth T. F. W. Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland.—Carnegi Inst. Waschington, 1950.
- Barus C. The contraction of molten rock.—Amer. J. Sci., 3, 1891.
- Bonney D. a. Parkinson J. On primary and secondary devitrification in glassy igneous rocks.—Quart. J. Geol. Soc. London, 59, 1903.
- Bonney T. C. On certain rock-structures as illustrated by pithstones and felsites in Arran.—Geol. Mag., 4, 1877.
- Boyd F. R. Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming.—Bull. Geol. Soc. Amer., 72, N 3, 1961.
- Budnikov P. P. a. Bobrovnik D. P. Artificial pumice from Armenian obsidians and its use in making light-weight concrete.—Chem. Abstr., 34, N 13, 1940.
- Carmichael I. S. E. 1. The pyroxenes and olivines from some tertiary acid glasses.—J. Petrol., 1, N 3, 1960.
- Carmichael I. S. E. 2. The feldspar phenocrysts of some tertiary acid glasses.—Min. Mag., 32, N 251, 1960.
- Cierva P. a. Andres F. Crystallization of silica on polished glass surfaces.—J. Amer. Ceram. Soc., 43, N 6, 1960.
- Cole G. A. On some additional occurrences of tachylite.—Quart. J. Geol. Soc., 44, 1888.
- Cole G. A. Devitrification of brecciated obsidian.—Min. Mag., 9, 1882.
- Ellis A. J. Mordenite synthesis in a natural hydrothermal solution.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, N 2, 1960.
- Enlow H. E. Welded tuffs of Chiricahua National Monument, Arizona.—Bull. Geol. Soc. Amer., 66, N 10, 1955.
- Fenner C. N. The Katmai region Alaska and the great eruption of 1912.—J. Geol. 18, 1920.
- Fenner C. N. Bore-hole investigations in Yellowstone Park.—J. Geol., 44, N 2, part II, 1936.
- Fenner C. N. Incandescent tuff flows in Southern Peru.—Bull. Geol. Soc. Amer., 59, N 9, 1948.

- Friedman I. a. Smith R. The deuterium content of water in some volcanic glasses.—
Geochim. a. Cosmochim. Acta, **15**, N 3, 1958.
- Gilbert C. M. Welded tuff in Eastern California.—Bull. Geol. Soc. Amer., **49**, N 12,
1938.
- Greig J. W. Immisibility in silicate systems.—Amer. J. Sci., (5), **13**, I,
1927.
- Harris P. G. a. Brindley G. W. Mordenite as an alteration product of a pitchstone
glass.—Amer. Min., **39**, N 9/10, 1954.
- Harrison A. Water content and infrared transmission of simple glasses.—J. Amer.
Ceram. Soc., **30**, N 12, 1947.
- Heimpel W. Die Synthese des Obsidians und Bimssteins.—Zs. angewand. technik., **29**,
1916.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes.—
Amer. Min., **34**, № 9/10, 1949.
- Johansen A. A descriptive petrography of the igneous rocks. II, Chicago,
1932.
- Judd J. W. On marekanite and its allies.—Geol. Mag., **23**, 1886.
- Keller W. D. a. Pickett E. E. Hydroxyl and water in perlite from Superior, Arizona.—
Amer. J. Sci., **252**, N 2, 1954.
- Kozu S. Thermal studies of obsidian, pitchstone and perlite from Japan.—Sci. Rep.
Tohoku Univ., **2**, N 3, 1929.
- Kuthan M. Problémy mladotretoho vulkanizmu slovenských Karpat.—Geol. práce
Sloven. akad. vied, Zosít, **49**, 1948.
- Liffa A. A Tokaji-Hegyseg perlitolordulásae. 1957.
- Ljunggren P. A formation of marekanite at El Fiscal, Guatemala.—Geol. Mag.,
97, N 1, 1960.
- Mansfield C. R. a. Ross C. S. Welded rhyolite tuffs in southeastern Idaho.—Amer.
Geophys. Union Trans., 16th Ann. Mtg., pt. 1. August, 1935.
- Marshall P. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district New Zealand.—Inst.
Trans. Proc., **64**, 1935.
- Marshall R. R. Devitrification of natural glass.—Bull. Geol. Soc. Amer., **72**, N 10,
1961.
- Martin R. C. Some field and petrographic features of American and New Zealand
ignimbrites.—New Zealand J. Geol. Geophys., **2**, N 2, 1957.
- Moehlman R. S. Quartz paramorphs after tridymite and cristobalite.—Amer. Min.,
20, N 9, 1935.
- Mollov M. a. Kerr P. Diffractometer patterns of reference clay minerals.—Amer.
Min., **46**, N 6, 1961.
- Morey G. W. Neue Kristallisierte Silikate von Kalium und Natrium. Darstellung und
allgemeine Eigenschaften. Kristallographische und optische Eigenschaften.—Zs. anorg.
Chem., **86**, 1914.
- Moulsen A. J. a. Roberts J. P. Water in silica glass.—Trans. Brit. Ceram. Soc., **59**,
N 9, 1960.
- Ončáková P. Vulkaniké sklá a ich použitie v stavebnictve.—Geol. práce. Zprávy,
N 15, 1959.
- Otvos E. G. Pumice and perlite in a rhyolite complex in Hungary.—Econ. Geol., **56**,
N 6, 1961.
- Pelton C. R. A study of chalcedony.—Amer. J. Sci., **254**, N 1, 1956.
- Richards W. T. Remarks concerning the formation and crystallization of vitreous me-
dia.—J. Chem. Phys., **4**, 1936.
- Ross C. S. a. Smith R. L. Water and other volatiles in volcanic glasses.—Amer. Min.,
40, N 11/12, 1955.
- Ross C. S. a. Smith R. L. Ash-flow tuffs: their origin geologic relations and identi-
fication.—Geol. Survey. Professional Paper, N 366. Washington, 1961.
- Rutley F. On perlite felsites, probably of Arshean age, from the flanks of the Here-
fordshire Beacon, an on the possible origin of some epidotes.—Quart. J. Geol. Soc.
London, **44**, 1888.
- Saucier H. Quelques expériences sur la viscosité à haute température de verres ayant
la composition d'un granite. Paris, 1951.
- Scholze H. Der Einbau des Wassers in Gläsern. IV. Einfluss. Temperatur.—
Glasstechn., **32**, N 8, 1959.
- Shepherd E. S. The gases in rocks and some related problems.—Amer. J. Sci., **35-A**,
1938.
- Smith R. L. Zones and zonal variations in welded ash flows. Washington,
1960.
- Steiner A. Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand.—Econ. Geol.,
48, N 1, 1953.
- Steiner A. Wäirakite the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral.—Min.
Mag., **30**, N 230, 1955.
- Sudo T. Clay minerals formed by alteration of volcanic glass from Japan.—Congres.
Geol. internat. fasc., **18**, 1953.

- Tanida K. A study of salic effusive rocks.—Sci. Rep. Tohoku Univ., 7, N 1, 1961.
- Tanton T. L. Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario.—J. Geol., 33, N 6, 1925.
- Tuttle O. F. Optical studies on alkali feldspars.—Amer. J. Sci., Bowen vol., pt. 2, 1952.
- Tuttle O. F. a. Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .—Geol. Soc. Amer. Min., 74, 3, 1958.
- Tyrrell G. W. Geology of Arran. In: «Mem. Geol. Surv. Scotland», London, 1928.
- White J. E. a. Corwin J. F. Synthesis and origin of chalcedony.—Amer. Min., 46, N 1/2, 1961.
- Williams W. Calderas and their origin.—California Univ. Publ., Dept. Geol. Sci. Bull., 25, N 6, 1941.

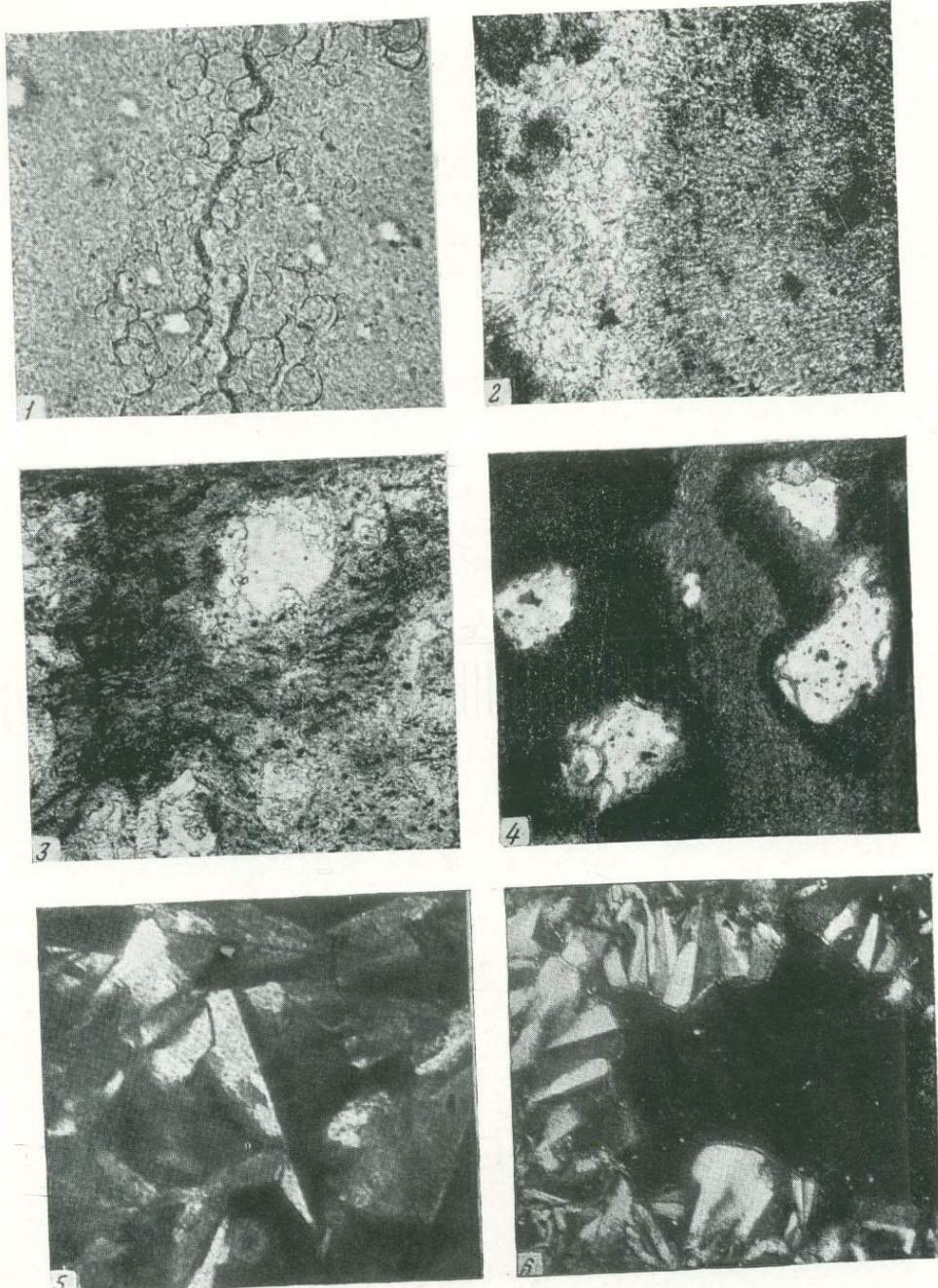
Таблица I



Кристаллическая фаза в вулканическом стекле.

1 — вкрапленник оливина в даците, Чукотский полуостров. Видно замещение оливина окислами железа. Шлиф 1710-60, увел. 150, с анализатором; 2 — простой двойник феррозигита в даците, Чукотский полуостров. Шлиф 1701-60, увел. 150, без анализатора; 3 — микролит пироксена. Мухорная реплика; 4 — биотит во внутренней части пустотки, Рокосово, Закарпатье. Стенки пустотки инкрустированы кристалликами тридимита. Шлиф 1135, увел. 150, без анализатора; 5 — две генерации кали-натриевого полевого шпата в основной массе породы, гора Ардов, Закарпатье. Мелкие полнено волокнистым агрегатом кали-натриевого полевого шпата второй генерации и кристобалита. Шлиф 45-60, увел. 350, без анализатора; 6 — зональный сферолит, гора Ардов, Закарпатье. Пустотки в сферолите выполнены тридимитом. Шлиф 101-60, увел. 70, без анализатора

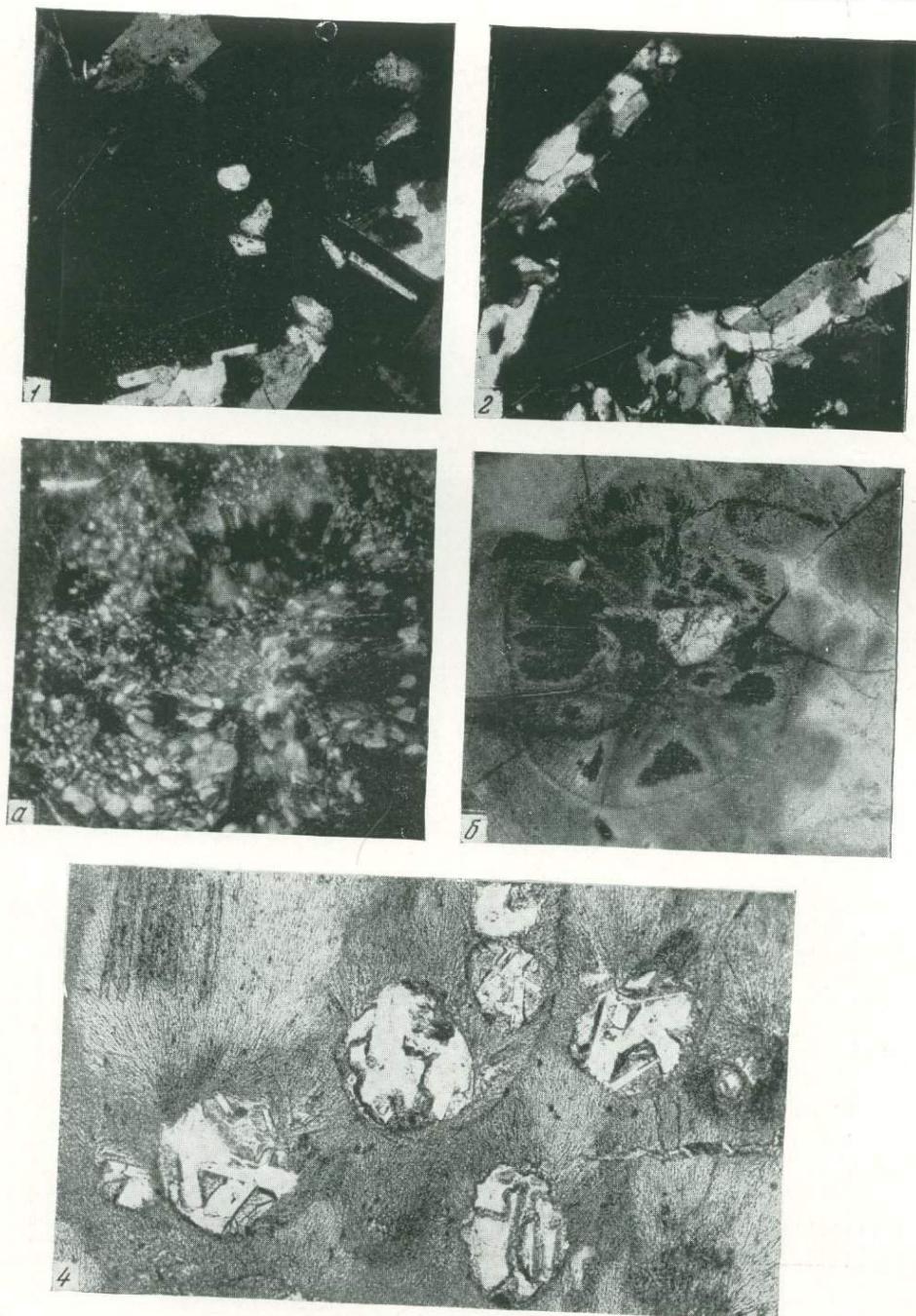
Таблица II



Типы кристобалита и тридимита.

1 — кристобалит в искусственном «обсидиане». Чешуйки кристобалита сконцентрированы вблизи трещинки. Шлиф Э-1, увел. 150, без анализатора; 2 — агрегат кристобалита и кали-натриевого полевого шпата, гора Ардов, Закарпатье. Шлиф 30-60, увел. 150, без анализатора; 3 — кристобалитовый фельзит. Пространство между порами состоит из кристобалита и кали-натриевого полевого шпата. Шлиф 1160-10, увел. 150, без анализатора; 4 — кристобалит на стенках пустот. Рокосово, гора Пеликан, Закарпатье. Шлиф 1162-60, увел. 150, без анализатора; 5 — клиновидные двойники тридимита, гора Закарпатье. Шлиф 367-60, увел. 150, с анализатором; 6 — инкрустационная оторочка тридимита на стенах пустотки, гора Запсонь, Закарпатье. Шлиф 1059-60, увел. 70, с анализатором

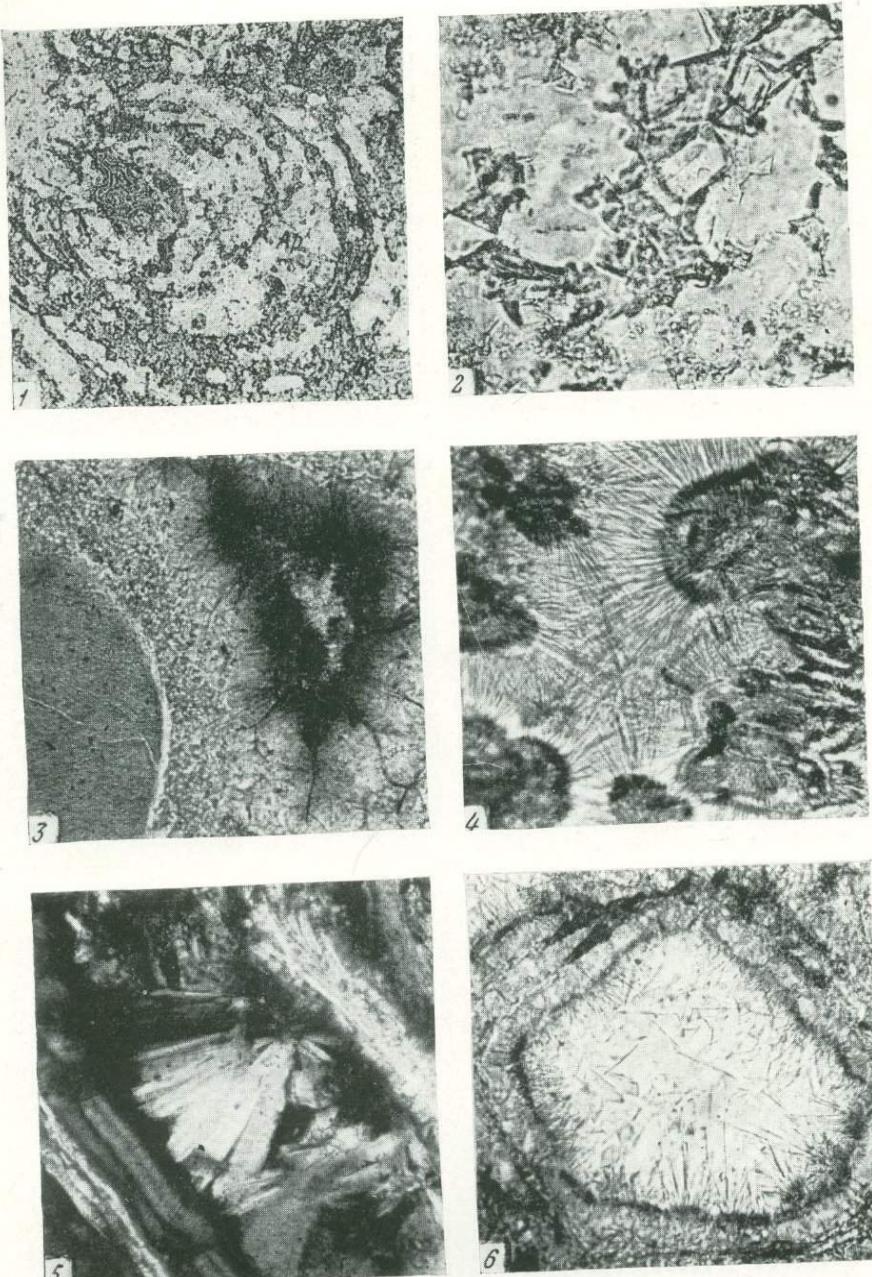
Таблица III



Параметорфные превращения высокотемпературной модификации SiO_2 в кварц.

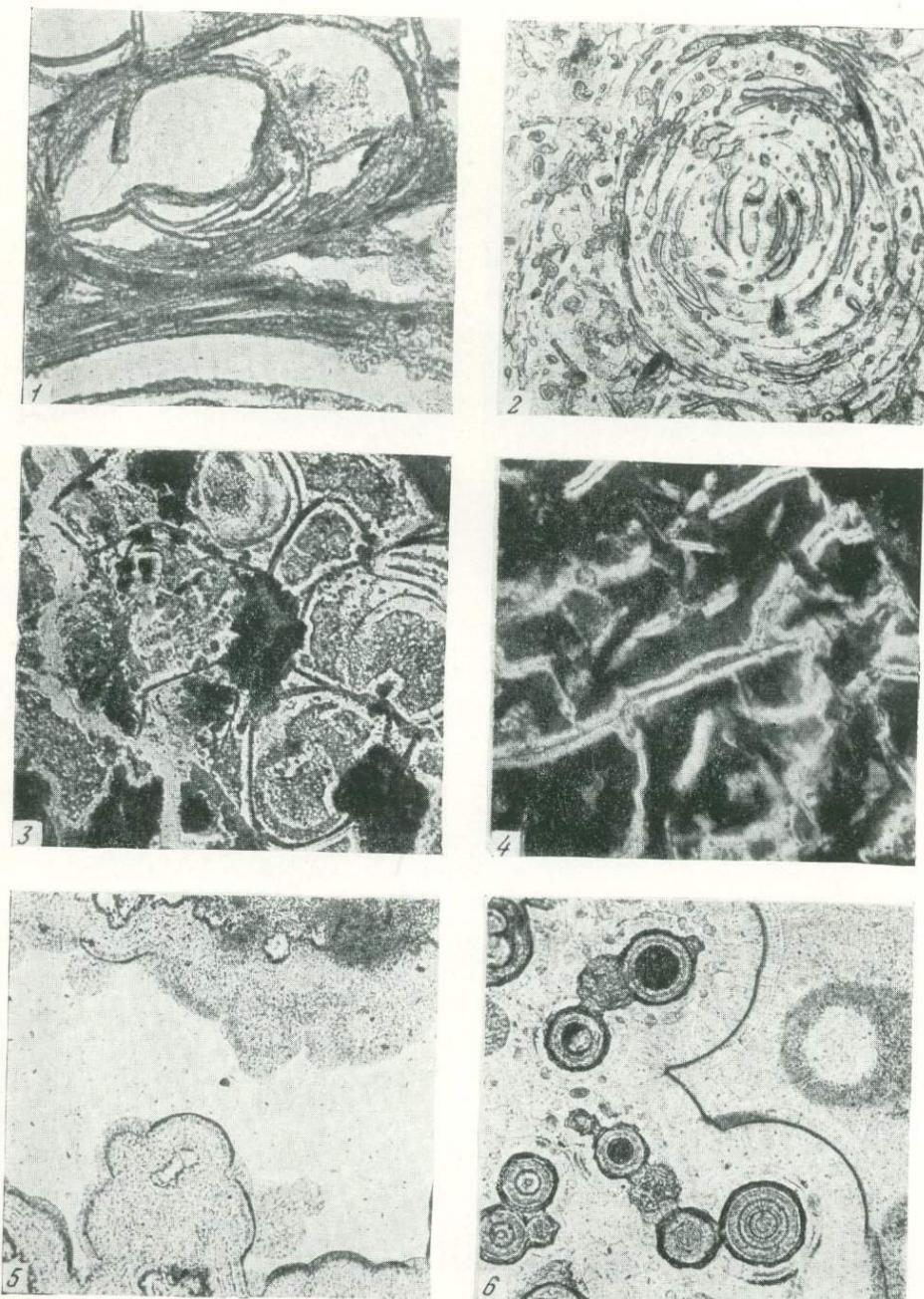
1 — превращение части кристаллов тридимита, выполняющих внутрипоровое пространство, в кварц, гора Пеликан, Закарпатье. Видны пластинчатые параметорфозы по тридимиту. Светлое — темное — тридимит. Шлиф 401-60, увел. 70, николи скрещены; 2 — блоковое строение псевдоморфоз кварца по тридимиту. Шлиф 1059-60, увел. 70, николи скрещены; 3 — параметорфное превращение в сферолите. Архарлы, Южный Казахстан; а — первичная структура нарушена «блоковой поляризацией». Возникновение «мозаики», очевидно, следствие параметорфизма кварца по кристобалиту. Николи скрещены, б — то же, без анализатора. Шлиф 1536-60, увел. 30; 4 — пластинчатые параметорфозы кварца по тридимиту, Мухор-Тала. Шлиф 29в-59, увел. 70, без анализатора

Таблица IV



Гидротермальные изменения в стекловатых породах.

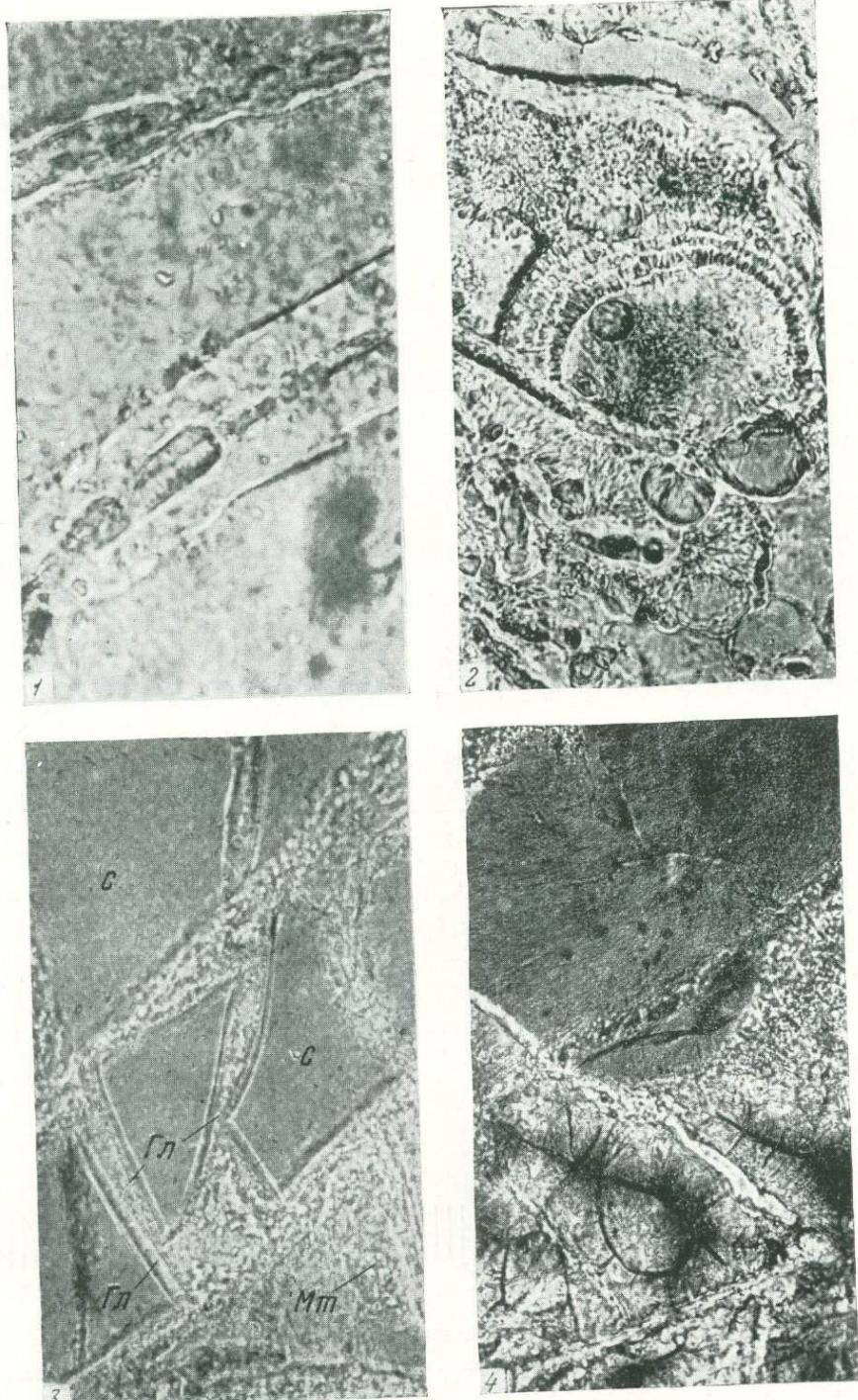
1 — адулярово-кристобалитовая порода, Мухор-Тала, Западное Забайкалье. Виды реликты перлитовой структуры. Шлиф 248, увел. 70, без анализатора; *Ar* — адуляр; *K* — кристобалит;
 2 — замещение стекла агрегатом адуляра и кристобалита, Мухор-Тала. Виды ромбики адуляра. Шлиф 232, увел. 360, без анализатора; 3 — выделение морденита (темное) по трещинкам дегидратации, Мухор-Тала, Забайкалье. Светлое — алюмокремнеземистый гидрогель. Шлиф 48а-59, увел. 360, без анализатора; 4 — агрегат иголочек морденита, Архарды, Юго-Восточный Казахстан. Шлиф 1531-60, увел. 50, без анализатора; 5 — радиально-лучистый пластинчатый агрегат гейландита, Муруковицы, Карадаг, Крым. Шлиф 150а-59, увел. 150, с анализатором; 6 — агрегат сколецита в центре перлитовой хор-Тала. Шлиф 1612а-60, увел. 150, без анализатора



Гидротермальные изменения в стекловатых породах.

1 — реликты стекла среди монтмориллонита, I Аршанский экструзив, Шлиф 3576-59, увел. 70, без анализатора; 2 — измененный перлит, Мухор-Тала. Монтмориллонит с повышенной железистостью замещает стекло вдоль перлитовых трещинок. Шлиф 2б, увел. 70, без анализатора; 3 — каолинизирующая перлита, гора Пеликач, Закарпатье. Каолинит (темно-серая масса) развивается по перлитовым трещинкам. Шлиф 381в-60, увел. 150, без анализатора; 4 — агрегат каолинита (темное) и гидрослюды (светлое), замещающий плагиоклаз, гора Запсонь, Закарпатье. Шлиф 1055в, увел. 150, с анализатором; 5 — зональный прожилок. Люссатит слагает краевые части прожилка. Шлиф 252, увел. 70, без анализатора; 6 — сферолиты люссатита в халцедоновом агрегате. Шлиф 34-59, увел. 70, без анализатора

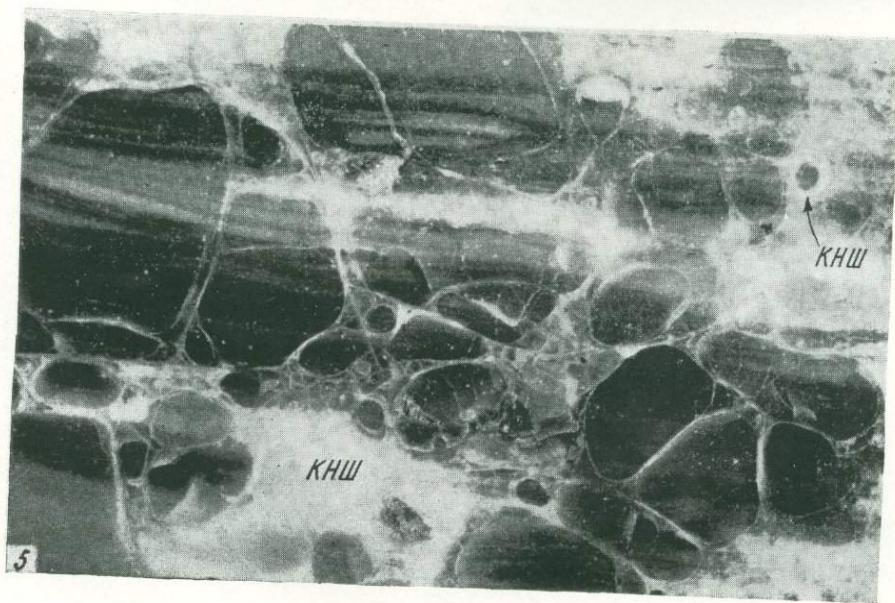
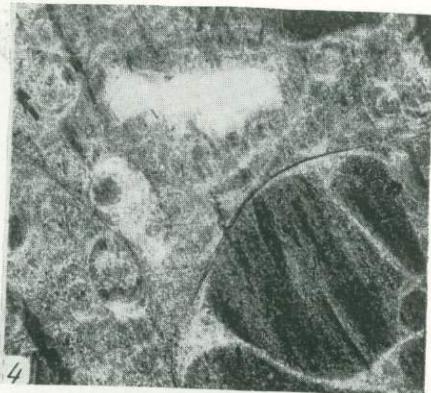
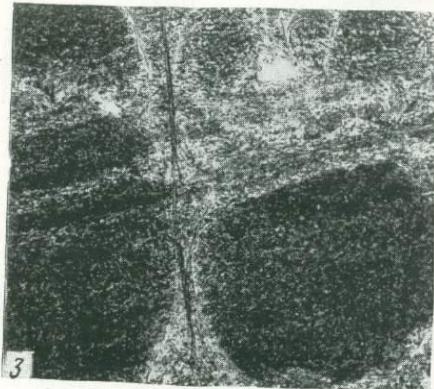
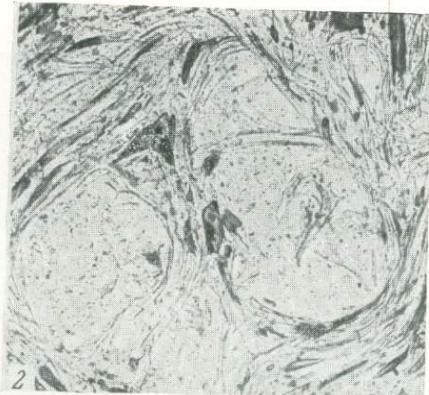
Таблица VI



Различные стадии изменения и выщелачивания стекла, Мухор-Талинская группа месторождений, Западное Забайкалье.

1 — каемка выщелачивания вдоль червеобразного агрегата монтмориллонита. Шлиф 357-59, увел. 360, без анализатора; 2 — концентрически зональный агрегат монтмориллонита и метаколлоидного вещества (алюмокремнеземистый гидрогель). Шлиф 210г-59, увел. 360, без анализатора; 3 — первая стадия выщелачивания. Светлые каемки вокруг обломков стекла. Шлиф 357А-59, увел. 150, без стадия выщелачивания. С — стекло; Гл — алюмо-кремнеземистый гидрогель; Mt — монтмориллонит; 4 — расщепление геля на отдельные «блоки» и кристаллизация морденита (темное) по трещинкам дегидратации. Шлиф 48А-59, увел. 150, без анализатора

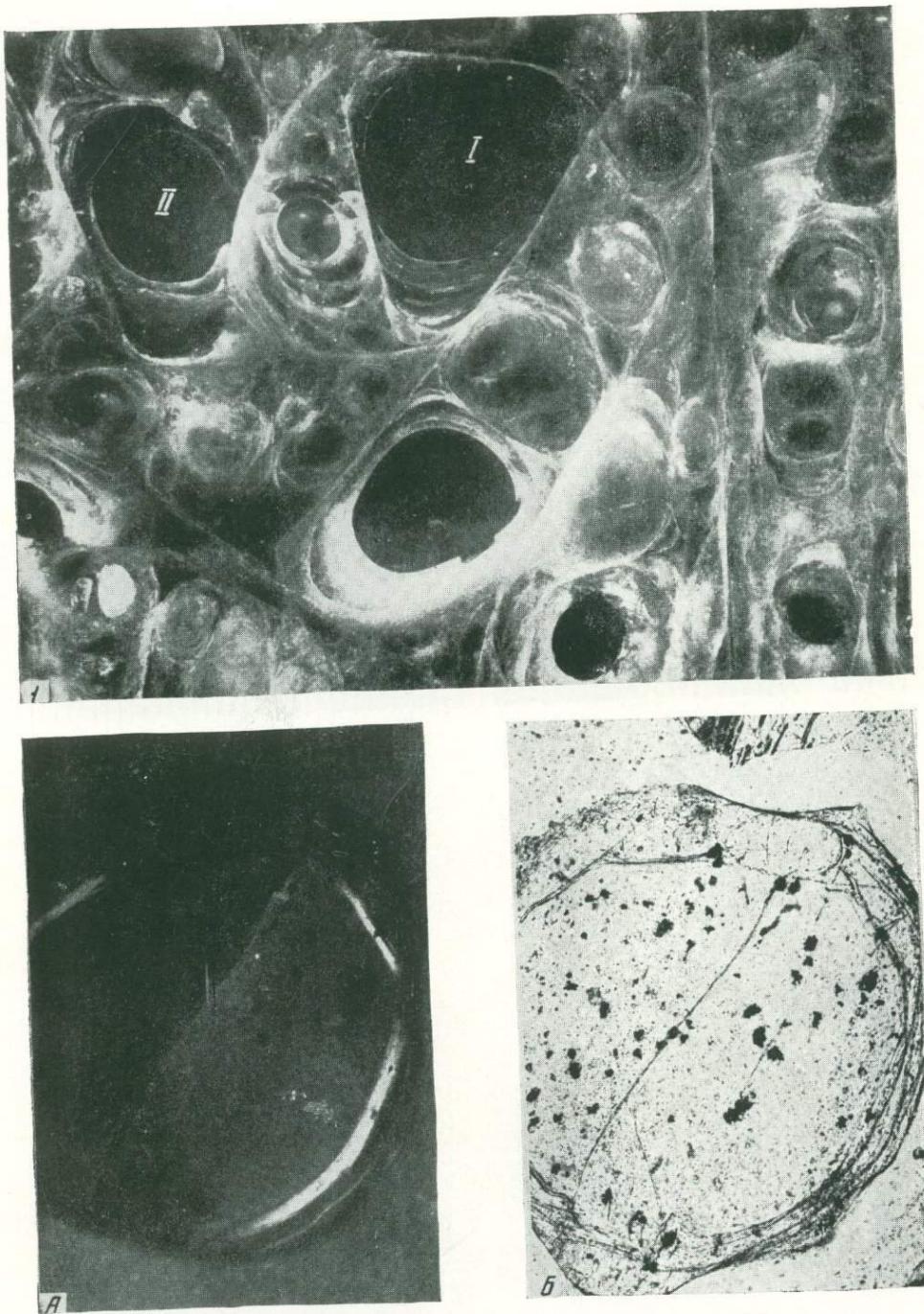
Таблица VII



Вулканическое стекло перлитового и обсидианово-перлитового типа.

1 — спекание обломков купольного агломерата на контакте с лавовым потоком, Джрабер-Фонтанское месторождение Шлиф 274к-60, увел. 160, без анализатора; 2 — пористое стекло из верхней части разреза Джрабер-Фонтанского месторождения. Шлиф 36-59, увел. 70, без анализатора; 3 — лое. Шлиф 1126м-60, увел. 70, без анализатора; 4 — мареканит с. Рокосово. Распадение крупных включений обсидиана на мелкие сфероиды. Видно образование перлитовой структуры. Шлиф 1175. Полированный обр. 1126-60. Темное — обсидиан, светлое — перлит; КНШ — сферолит, состоящий из кали-натриевого полевого шпата и тридимита. Видна одинаковая ориентировка линий течения в сфероидах обсидиана и распадение сфероидов на перлы. Увел 10

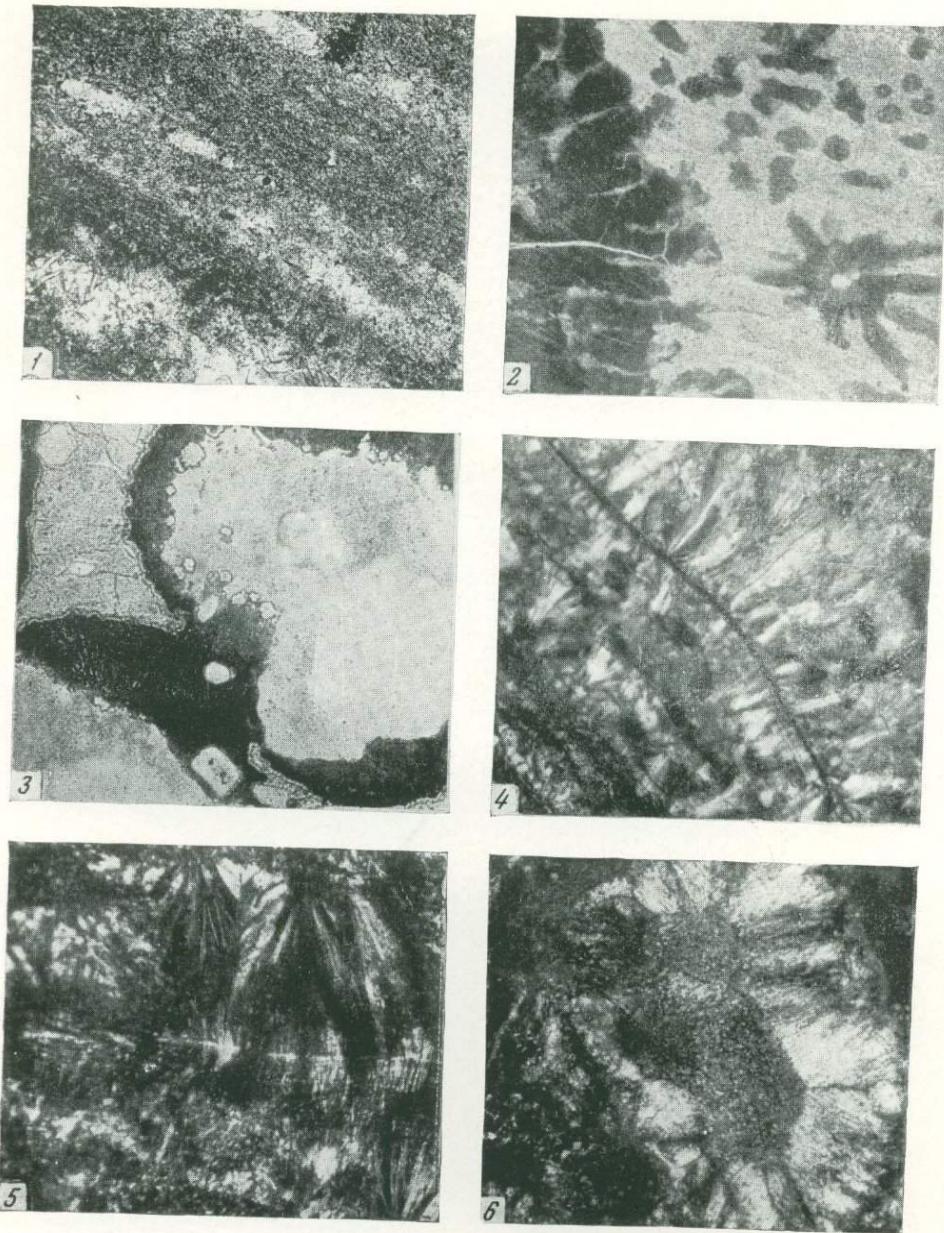
Таблица VIII



Вулканическое стекло мареканитового типа.

1 — образец стекла (полированная пластинка) из мареканитовой зоны Мухор-Тала. Темно-серые ядра характеризуются меньшим содержанием воды ($4.4\% H_2O$), нежели серая окружающая масса ($6\% H_2O$). Видно развитие сферонидов и участков угловатой формы (I и II). Увел. 4; Кабардино-Балкарская АССР. Внутренняя часть обломков имеет меньший показатель преломления, нежели внешняя (1.4935); А — видна каемка анизотропного стекла. Николи скрещены; Б — вдоль внутренней поверхности каемки намечается трещинка. Увел. 150; без анализатора

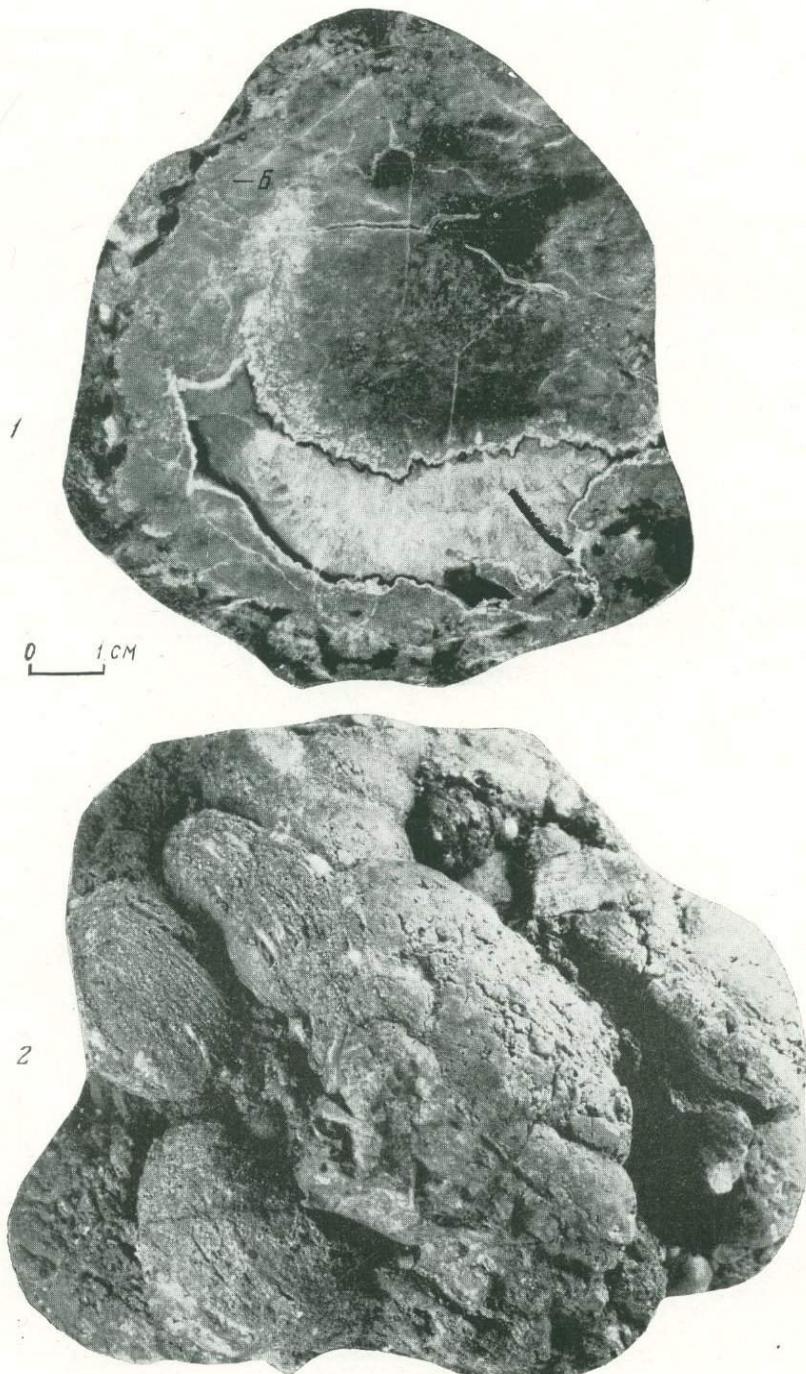
Таблица IX



Структуры девитрификации.

1 — кристобалитовый полосчатый фельзит, с. Рокосово. Светлые точечные выделения представлены кристобалитом. Шлиф 1136-60, увел. 70, без анализатора; 2 — фельзосфериты и искривленные криптотофельзитовые агрегаты с. Рокосово, Закарпатье. Видна ориентировка линий течения. Шлиф 1138-60, увел. 70, без анализатора; 3 — микрофельзитовый агрегат, окаймляющий поры, гора Ардов, Закарпатье. Рост волокон начинается от края пустотки. Шлиф 8-60, увел. 70, без анализатора; 4 — аксиолитовая разновидность фельзита, Мухор-Тала, Забайкалье. Шлиф 37А-59, увел. 10, с анализатором; 5 — кристаллизация обломка стекла из верхней зоны купольной брекчии горы Хаеш, Закарпатье. Шлиф 274-60, увел. 150, с анализатором; 6 — кристаллизация линзовидного обломка, Архарлы, Юго-Восточный Казахстан. Волокна ориентированы от краев обломка к центру. Видна ориентировка линий течения. Шлиф 1520-60, увел. 30, с анализатором.

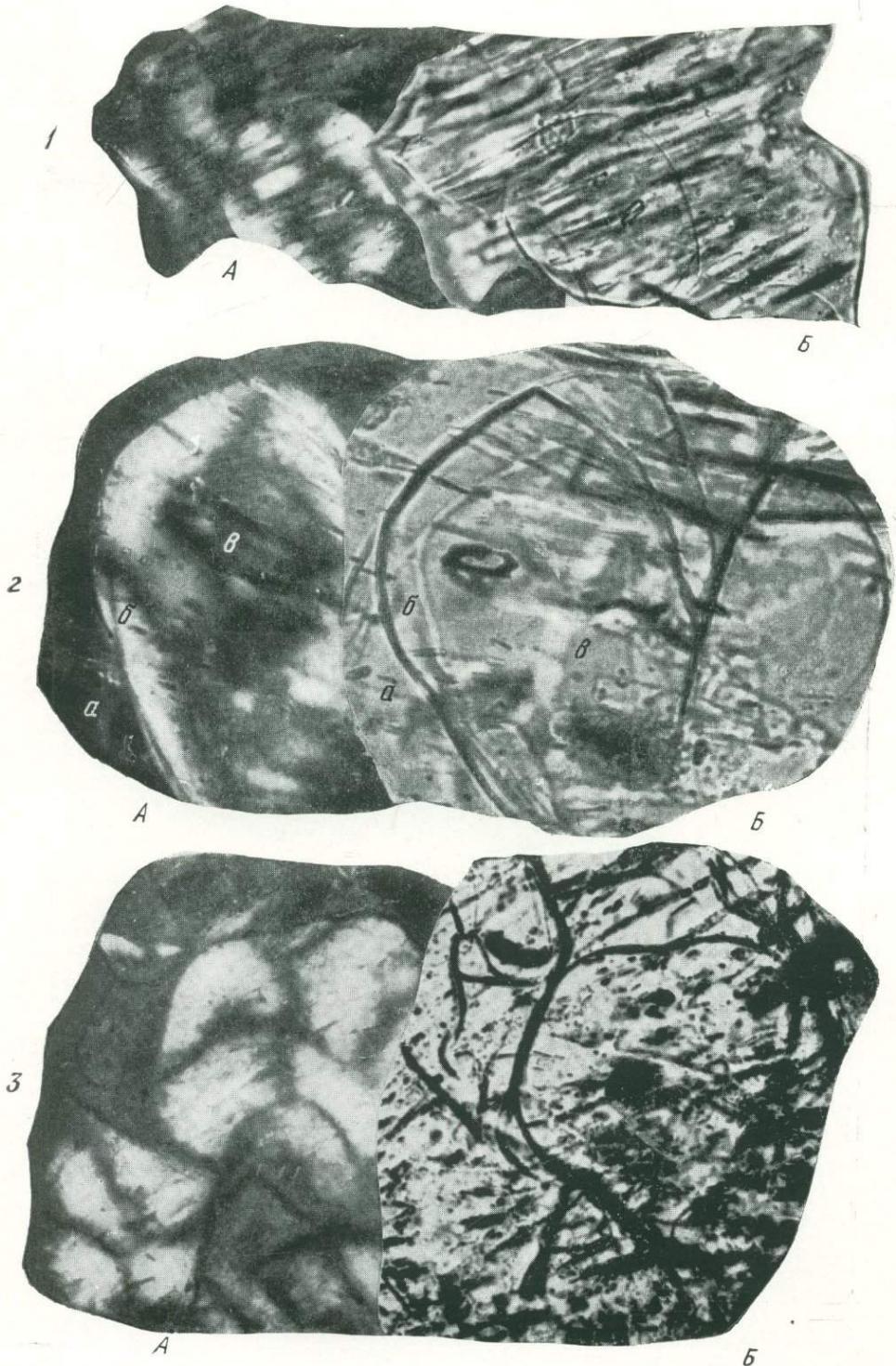
Таблица X



Морфологические типы фельзосферитов.

1 — зональный фельзосферит, Мухор-Тала, Забайкалье. А — внутренняя зона; Б — внешняя зона. Микроскопическое исследование показало, что зона А представляет радиальнолучистый агрегат (сферолит). С образованием его связано появление месяцеподобной пустотки, которая впоследствии была заполнена халцедоном. Основанием кольцевой зоны Б является поверхность сферолита и внешняя поверхность пустотки; 2 — почковидный агрегат фельзосферидов. Мухор-Тала, Забайкалье. Под микроскопом установлено, что каждый фельзосферит состоит из агрегата калиевого полевого шпата и тридимита

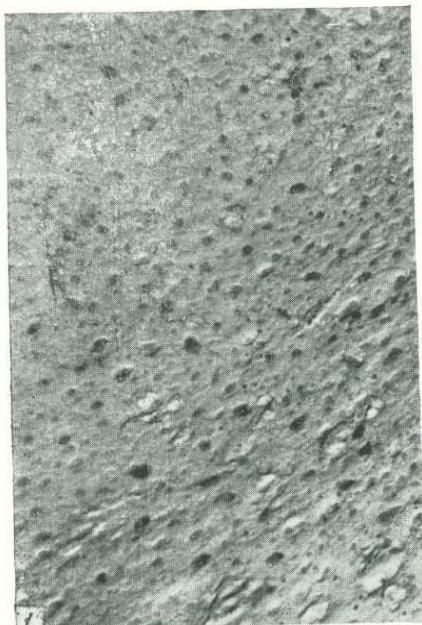
Таблица XI



Перлит, полученный путем регидратации обезвоженного стекла Арагацкого месторождения (иммерсионный препарат).

α, β, γ — концентрические зоны с разным содержанием воды; *A* (*1, 2, 3* — николи скрещены) — каемка натяжения; *B* (*1, 2, 3* — без анализатора) — видны круговые трещины

Таблица XII



Электронномикроскопические снимки вулканического стекла. Увел. 11 000.

1 — обсидиан Джрабер-Фонтанского месторождения. Видны ультрамикроскопические поры. Шлиф 36, двуступенчатая целлюлозно-угольная реплика; 2 — обсидиан того же месторождения после травления НF. Видны кристаллиты с одинаковыми трехугольными тенями. Угольная реплика; 3 — перлит Мухэр-Талинского месторождения после травления НF. В отличие от обсидиана он имеет хорошо выраженную бугорчатую поверхность. Видны равномерно распределенные углубления, вероятно, поры. Угольная реплика

О ГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Г л а в а 1.</i> Геологическая характеристика перлитов СССР	6
Палеозойские вулканические стекла	6
Стекловатые породы Семей-Тая	9
Булканические стекла юго-западных отрогов Джунгарского Алатау	11
Мезозойские вулканические стекла	15
Крым	15
Забайкалье	16
Кайнозойские вулканические стекла	29
Закарпатье	29
Закавказье	46
Выводы	50
<i>Г л а в а 2.</i> Минералы стекловатых пород	52
Минералы эфузивно-магматического генезиса	53
Минералы гидротермально-метаморфического генезиса	69
Выводы	82
<i>Г л а в а 3.</i> Петрография стекловатых и измененных первично-стекловатых пород	83
Неизмененные стекла и стекловатые породы	84
Обсидианы и стекловатые породы обсидианового типа	84
Перлиты и стекловатые породы перлитового типа	87
Стекла и стекловатые породы обсидианово-перлитового типа (марекант)	99
Породы, образованные в результате изменения стекла	105
Девитрификаты	105
Породы, образовавшиеся в результате метаморфического изменения стекла	111
Выводы	117
<i>Г л а в а 4.</i> Летучие компоненты в вулканическом стекле	118
Газы в вулканическом стекле	118
Вода в вулканическом стекле	121
Зависимость светопреломления стекла от содержания в нем воды	121
Инфракрасная спектрометрия вулканического стекла	123
Термическое изучение перлита и обсидиана	127
Искусственная гидратация вулканического стекла (эксперимент)	131
Электронномикроскопическое изучение обсидиана и перлита	134
Выводы	135
<i>Г л а в а 5.</i> Процессы образования вулканического стекла и его вторичные изменения	138
Генетические типы месторождений природных водосодержащих стекол	138
Стекло интрузивного генезиса (близповерхностные интрузии)	140
Стекловатые породы эфузивного генезиса	144
Стекло экструзивного генезиса	143

Стекловатые породы эксплозивного генезиса	145
Этапы формирования месторождений водосодержащих вулканических стекол	147
Этап глубинной (интрателлурической) кристаллизации	147
Поверхностная кристаллизация	153
Метаморфизм малых глубин	169
Гидратация	174
Выводы	181
<i>Глава 6.</i> Геолого-петрографические критерии промышленной оценки качества сырья	183
Технологические типы сырья	183
Петрографические типы сырья	185
Выводы	187
Заключение	188
Литература	190
Таблицы I—XII	

Василий Викторович Наседкин

**Водосодержащие вулканические стекла кислого состава,
их генезис и изменения**

Труды ИГЕМ, выпуск 98

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных
месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Академии наук СССР*

Редактор Издательства В. К. Шлепов

Технический редактор В. В. Волкова

Корректоры Е. В. Мишакова, С. В. Мартынова

РИСО АН СССР № 196-3В. Сдано в набор 9/XI 1962 г.

Подписано к печати 4/III 1963 г. Формат 70×108^{1/16}

Печ. л. 12,5+6 вкл.=18,15 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,8+0,9 вкл.=17,7
Тираж 1200 экз. Т-03316. Тип. зак. № 5425. Изд. № 1360

Цена 1 р. 30 к.

Издательство Академии наук СССР

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР,

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

10964

Цена 1 р. 30 к.