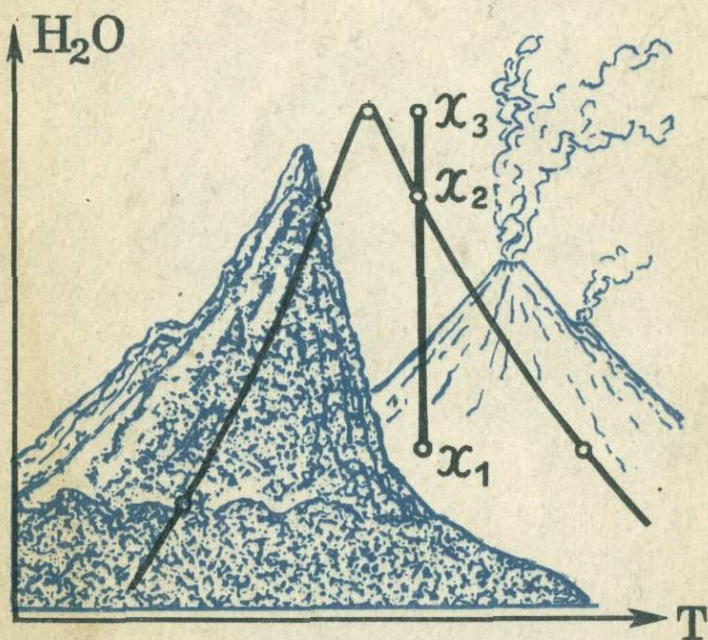


---

# ГЕНЕЗИС ПЕРЛИТА

---



# ГЕНЕЗИС ПЕРЛИТА

87681

опт. допросы  
авторства  
прежних  
профессоров  
и  
Сережа  
и  
ожидают  
найти  
и  
Знач  
В. И. Мит.

4/III - 941.



МОСКВА "НАУКА"

1992



Генезис перлита. – М.: Наука, 1992. – 188 с. ISBN 5-02-002889-4

В монографии представлены главные результаты многолетних исследований по проблеме перлита: детальное описание вулканических районов, месторождений, материалы по петрологии перлита, данные по его электронно-микроскопическому исследованию. Рассматриваются все стадии образования и изменения перлита от магматической и газовой-жидкой до гидротермальной и экзогенной. Для объяснения генезиса перлита привлекаются результаты экспериментов при высоких давлениях и температурах.

Рассчитана на петрологов, вулканологов и геологов-практиков. Ил. 57. Табл. 28. Библиогр.: 109 назв.

Ответственный редактор

канд. геол.-мин. наук В.С. ЗНАМЕНСКИЙ

Рецензенты:

И.Ф. РОМАНОВИЧ, В.М. НОВИКОВ,

Н.Н. ШИЛИН

This monograph presents the main results of many-years investigations of perlite problem: the detailed descriptions of volcanic regions, deposits, petrology materials, dates of electron-microscopic of perlit's study. All stages of perlit-forming and change from magma and gas-fluid differentiation to hydrothermal and exogenic ones are considered. The results of experiments at high temperatures and pressure are used to explanation of perlit's genesis.

60-летию  
Василия Викторовича Наседкина,  
доктора геолого-  
минералогических наук,  
посвящается

## ОТ РЕДАКТОРА

Данная монография подводит итоги исследований за последние 30 лет одной из наиболее широко распространенных разновидностей природного стекла – перлита. Авторами монографии являются в основном сотрудники ИГЕМ АН СССР, среди которых особая роль принадлежит В.В. Наседкину. В 1991 г. Василию Викторовичу Наседкину исполнилось 60 лет, из которых большую часть он посвятил углубленному изучению научных и практических проблем вулканических стекол, т.е. в этом отношении книгу можно считать юбилейной.

Свою деятельность в области изучения месторождений перлита В.В. Наседкин начал в 1958 г. До этого времени специальных работ по перлиту было немного (М.П. Воларович, А.А. Леонтьева, Д.С. Белянкин, В.П. Петров), и они, конечно, не могли претендовать на всю полноту освещения генезиса перлита или носили существенно прикладной характер рекомендаций по скорейшему изучению этого перспективного сырья.

За прошедший после 1958 г. период в течение более 30 лет В.В. Наседкин с сотрудниками, активно изучая многообразные вулканические стекловатые породы и продукты их преобразования, по существу, создал и развил специальное научное направление, синтезировавшее проблемы магматической петрологии вулканических пород, и внес существенный вклад в решение проблемы их использования как полезного ископаемого.

В изучении перлита как сырья, способного вспучиваться при быстром нагревании и увеличиваться во много раз в объеме, важнейшим является вопрос о происхождении присутствующей в перлитах воды. В связи с тем, что перлит часто завершает разрез вулканогенных тел и формируется на поверхности лавовых потоков, еще в 60-е годы возникла гипотеза вторичного вадозного происхождения воды в перлитах. Основоположниками этой гипотезы считаются американские ученые К. Росс и Р. Смит [95]. С их точки зрения, лишь небольшая часть воды в обсидиане имеет собственное магматическое происхождение, а образование перлита происходит в результате постмагматической гидратации. Тем не менее эта гипотеза не могла объяснить наблюдающееся разнообразие геологической позиции водосодержащих перлитов.

В.В. Наседкин в 1969 г. впервые показал, что вхождение воды в стекло может осуществляться в широком диапазоне температур. В соответствии с этим им был выделен тип так называемых первичных или пористых перлитов, образование которых обусловлено зональностью вулканических тел и флюидно-газовой дифференциации летучих в лавовом потоке или экструзивном куполе [41, 42]. В работах, опубликованных совместно с А.М. Гаравым, Р.В. Боярской и Л.П. Носиком, было показано, что



флюидно-газовая дифференциация сопровождается фракционированием изотопов кислорода и весьма специфическим минералообразованием.

Впервые тип гидротермально-гидратированных перлитов был выделен В.В. Наседкиным в монографии "Водосодержащие стекла кислого состава, их генезис и изменения" [40]. Гидротермальная гидратация стекла, как это было показано В.В. Наседкиным совместно с Н.А. Козыриным [00], является начальным постмагматическим процессом изменения стекла, который идет вплоть до сравнительно низких температур. Более глубокие превращения в стекле с участием воды ведут к образованию таких важных в практическом смысле пород, как цеолититы и бентониты.

Дальнейшее широкое изучение вулканических стекол, проведенное В.В. Наседкиным совместно с В.Н. Левиным, дало возможность открыть интересную особенность природных стекол концентрировать рудные элементы, в частности уран, торий, цезий, на различных стадиях формирования и изменения перлита. Это открытие, несомненно, интересно в отношении выяснения процессов концентрирования рудных компонентов и образования месторождений гидротермального происхождения.

Вулканическое стекло является одним из главных продуктов наземного эксплозивного вулканизма и имеет глобальное распространение, а выброшенный в атмосферу пылеватый материал составляет существенную часть океанических осадков и поэтому служит важным поставщиком материала при формировании океанических глин и других осадочных пород.

Под руководством В.В. Наседкина большим коллективом ИГЕМ АН СССР (Г.О. Пилоян, Р.В. Боярская, А.И. Горшков, Н.И. Органива, И.М. Марсий, С.Е. Борисовский и др.) были проведены плодотворные исследования в области изучения тонкой структуры вулканического стекла. В.В. Наседкин активно содействовал формированию научно-исследовательских групп по изучению стекла в разных регионах нашей страны (Камчатка, Приморье) и в Болгарии, широко используя для координации этих исследований проведенные совещания по вулканическим стеклам. Эта организационная деятельность способствовала ускорению изучения и промышленного использования перлитов и связанных с ними полезных ископаемых.

В 1976 г. В.В. Наседкиным в ИГЕМ АН СССР была создана первая в стране научно-исследовательская группа по изучению природных стекол. С этого года и по настоящее время Василий Викторович с сотрудниками проводит широкие научно-практические исследования в различных регионах страны и за рубежом. Работы, проведенные совместно с А.М. Гараевым и Н.Н. Сергеевым, привели к существенной детализации представлений об условиях образования пористых первичных перлитов и к открытию новых объектов промышленной эксплуатации. Значительный вклад в развитие сырьевой базы месторождений перлита в восточных районах страны и понимании процессов вторичного измерения стекла внесли исследования, проведенные В.В. Наседкиным совместно с Ю.А. Нистратовым, В.Д. Шевчуком, Е.Ф. Семеновым, А.В. Магером.

Настоящая монография обобщает проведенные этой группой исследования вулканических стекол и несомненно будет содействовать усилению эффективности дальнейших научных изысканий, а также геологоразведочных работ и поисков новых путей применения перлита.

а именно себя?



## ПЕРЛИТОВОЕ СТЕКЛО

## РАЗНОВИДНОСТИ КИСЛЫХ СТЕКОЛ

В основу классификации кислых вулканических стекол положен химический состав, в частности содержание воды и щелочей. Для сопоставления были выбраны разновидности вулканического стекла, в которых отсутствуют вкрапленники и вторичные минералы. Анализ более 100 образцов позволил выделить четыре основные группы стекол (рис. 1): обсидианы, перлиты постоянного состава, перлиты переменного состава и четвертую группу стекол, которая не нашла отражения на данном рисунке. Для нее характерна комбинация стекол первой и второй групп или стекол первой и третьей групп. Рассмотрим каждую из выделенных групп в отдельности.

**Обсидиан.** В первую группу попадают стекла, характеризующиеся постоянством химического состава. Содержание кремнезема, глинозема и щелочей практически не зависит от содержания воды. Содержание воды колеблется от 0,2 до 0,8 мас.% и в среднем составляет 0,2–0,3 мас.%. Обсидианы можно включить в одну группу не только на основании постоянного химического состава, но и внешнему виду – они напоминают глыбу искусственного стекла, т.е. характеризуются высокой прозрачностью, в них отсутствует зернистость на сколе и трещины. Скол, как правило, раковистый. Массивное строение обсидиана подчеркивается довольно высокими значениями упругих характеристик. Скорость продольных волн при атмосферном давлении ( $V_p$ ) составляет 5,8–5,9 км/сек. Скорость поперечных упругих волн ( $V_s$ ) – 3,6–3,7 км/сек. Плотность обсидиана также характеризуется постоянством и не превышает 2,35–2,38 г/см<sup>3</sup> (данные Э.А. Тонковой, ИГЕМ АН СССР). Макроскопически, казалось бы, однотипные обсидианы различаются по содержанию и качественным особенностям присутствующих в них воды и гидроксила, которые мы в дальнейшем будем именовать  $\text{OH}_n$ -группами. По соотношению  $\text{OH}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в особую разновидность выделяются обсидианы, в которых гидроксил преобладает или является единственным из соединений этого типа. Подобные обсидианы могут быть названы гидроксил-обсидианами. Содержание гидроксила, по данным термического анализа, в таких обсидианах составляет порядка 0,1–0,3 мас.%. Дальнейшее увеличение количества  $\text{OH}_n$ -групп происходит за счет молекулярной воды. В том случае, когда суммарное количество воды в обсидиане превышает 0,5 мас.%, молекулярная вода начинает преобладать над гидроксилом. На ИК-спектрах гидроксильные группы имеют полосу поглощения 3590–3620 см<sup>-1</sup>. Молекулярная вода характеризуется полосой 3400–3500 см<sup>-1</sup>. В спектрах некоторых обсидианов довольно четко проявляется полоса



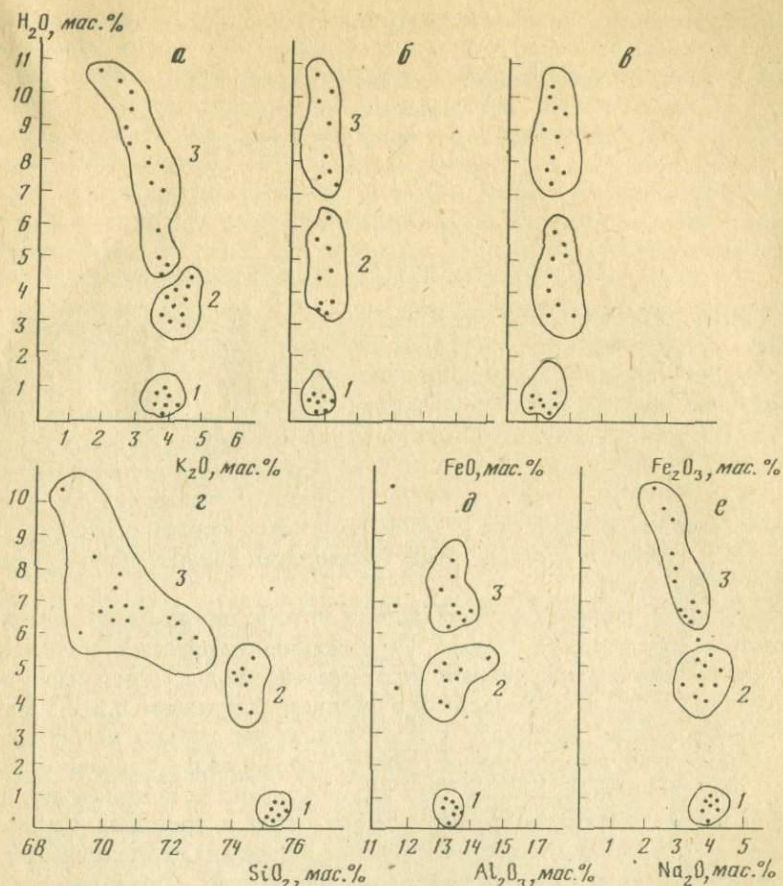


Рис. 1. Зависимость между содержаниями воды и некоторыми петрогенными элементами в кислых вулканических стеклах

а -  $H_2O-K_2O$ ; б -  $H_2O-FeO$ ; в -  $H_2O-Fe_2O_3$ ; г -  $H_2O-SiO_2$ ; д -  $H_2O-Al_2O_3$ ; е -  $H_2O-Na_2O$ ; 1 - обсидианы; 2 - перлиты постоянного состава; 3 - перлиты переменного состава

4500  $см^{-1}$ , характеризующая, по данным Г. Шольца, группу Si-OH [97]. На кривых потери веса выделяются два перегиба 200–250 и 550–720°C. Первый перегиб связан с выделением молекулярной воды, второй перегиб связан с выделением гидроксила. На кривой ДТА в этом температурном интервале выделяется довольно слабый экзотермический эффект, определяемый как  $T_g$ , т.е. температура, при которой при нагревании наблюдается переход из твердого состояния в пластичное. Величина  $T_g$  зависит от содержания  $OH_n$ -групп в стекле. При содержании в обсидиане 0,2%  $OH_n$ -групп величина  $T_g = 720^\circ$ . Если содержание  $OH_n$ -групп в стекле достигает 0,8–0,9 мас.%, величина  $T_g$  может составить 550°C [100].

По текстурным признакам обсидианы довольно неоднородны. Среди них можно выделить три основные разновидности: массивные обсидианы, полосчатые, брекчиевые.

Массивные обсидианы могут быть совершенно прозрачны, полупрозрачны или иметь черную, мориноподобную окраску. Многие исследователи считают, что прозрачность обсидиана зависит от присутствия тонкодисперсного магнетита [94]. Полосчатость обсидиана определяется чередованием разновидностей различной окраски или линейным распределением кристаллического вещества: микролитов плагиоклаза, амфибола, тончайших выделений гематита. В брекчиевых разновидностях крупные обломки обычно представлены серым прозрачным или полупрозрачным стеклом, а цементирующая масса – бурым непрозрачным обсидианом.

**Перлиты постоянного состава.** В эту группу включены вулканические стекла, содержащие 1,5–4,0 мас.% воды. Однако количество таких компонентов, как кремнезем, глинозем и щелочи, мало зависит от содержания воды. Некоторый разброс точек на рис. 1 объясняется в первую очередь общим, не очень значительным отклонением химического состава стекла от теоретического эвтектического состава. Однако в пределах данного вулканического тела или целого комплекса изменений соотношения между стеклообразующими окислами и водой не наблюдается. В большинстве известных нам случаев в группу перлитов постоянного состава могут быть включены пористые перлиты, возраст которых не превышает 2,5–5 млн лет. Показатель преломления стекол этого типа варьирует от 1,495 до 1,502. Интенсивное выделение воды при нагревании происходит при температуре 300°C и выше. Характерно, что при этом показатель преломления изменяется плавно, без резких перегибов и максимумов (рис. 2). На ИК-спектрах для перлитов этого типа характерна полоса поглощения в интервале от 3300 до 3500 см<sup>-1</sup> с максимумом при 3400 см<sup>-1</sup>.

**Перлиты переменного состава.** Разновидности перлитов переменного состава образуют большую группу стекол, в которых содержание петрогенных компонентов: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O весьма существенно зависит от содержания воды (см. рис. 1). По своим физико-механическим свойствам перлиты этой группы резко отличаются от стекол первой и второй групп и, как правило, имеют низкую прочность (за исключением дайковых разновидностей), а также повышенную трещиноватость. Окраска в большинстве случаев сургучно-красная, зеленовато-серая, черная. Показатель преломления 1,502–1,506. При нагревании до 400°C он плавно уменьшается, затем при более высокой температуре наблюдается скачкообразное уменьшение и далее он несколько возрастает. Температура минимума обычно соответствует 450–500°C (см. рис. 2). Содержание воды в перлитах этого типа варьирует от 5 до 9,5 мас.%. Наиболее резко изменяется содержание щелочей. В частности, в перлите, содержащем до 9 мас.% воды, количество щелочей падает до 5 мас.%, K<sub>2</sub>O составляет 2,52, Na<sub>2</sub>O – 2,47 мас.%. При нагревании до 900°C происходит выделение практически всего количества воды. Причем значительное количество воды выделяется при относительно низких температурах порядка 150–400°C. На ИК-спектрах присутствует широкий корытообразный максимум, соответствующий выделению сильно ассоциированных молекул H<sub>2</sub>O. Характерно, что изменение в содержании щелочей часто наблюдается даже в пределах одного образца и зависит от расстояния по отношению к перлитовым концентрическим трещинам.



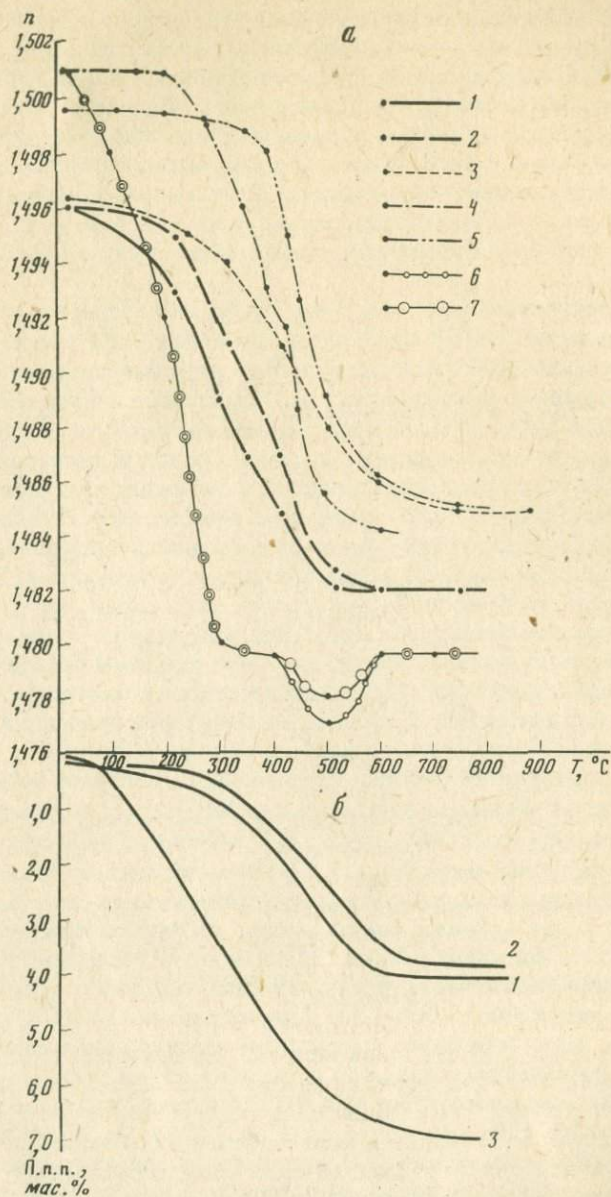


Рис. 2. Зависимость показателя преломления перлитового стекла (а) и содержания остаточной воды (б) от температуры обжига

а — показатели преломления перлитов: 1–3 — месторождение Арteni (1 — пемзовидный; 2 — плотный, 3 — гидратационная кайма вокруг обсидианового ядра); 4, 5 — месторождение Джрабер (4 — пемзовидный, 5 — плотный); 6, 7 — перлиты переменного состава, Приморский край; б — потеря воды, в мас. %: 1 — пористый перлит месторождения Джрабер, 2 — пористый перлит месторождения Арteni, 3 — перлиты Приморского края

**Обсидиан + перлит постоянного состава (стекло 2 группы).** Ассоциация обсидиана с этой разновидностью перлита встречается исключительно в молодых вулканических комплексах возраста не более 2,5 млн лет [25, 40, 72, 108]. В стране это районы Закавказья, где широко проявился поздне-неогеновый—раннечетвертичный вулканизм. В разрезе потоков образования этого типа распределены весьма неравномерно.

Выделения обсидианов имеют округлую или эллипсоподобную форму (см. табл. I)<sup>1</sup>. В разрезе вулканического тела они обычно распределены неравномерно. Наиболее крупные выделения (до 30–40 см в поперечнике) наблюдаются в нижней части потока, вблизи зоны обсидиана. Затем вверх по разрезу наблюдается уменьшение количества этих образований и их размеры. Возможен вариант (поток Артени), когда в верхней части разреза залегают полные псевдоморфозы перлита по обсидиану. Обсидиан сохраняется в виде макроскопически едва различимых реликтов. О том, что в верхней части потока присутствовал обсидиан, можно судить только по сферической отдельности более плотного перлита, спорадически встречающегося в равномерно пористой перлитовой массе. Подобные ассоциации (обсидиан + перлит) наблюдались и впервые были описаны на образцах, залегающих среди вулканических стекол р. Марекан в районе Охотского побережья. По названию этой местности они названы мареканитами. Один из образцов мареканита, взятый из нижней части юго-западного потока вулканического комплекса Артени, детально рассматривается в данном разделе (табл. I). Образец состоит из четырех разновидностей стекла, три из них различаются макроскопически, одна видна только под микроскопом (см. врезку). Наиболее темную окраску имеет практически безводный обсидиан (табл. I). Обсидиан погружен в пористый перлит (пористость составляет 15–20%), содержащий 3,28 мас.% H<sub>2</sub>O. На контакте перлита и безводного обсидиана наблюдается зона обсидианоподобного гидратированного стекла, содержащего 1,6 мас.% воды. Характерно, что обсидианоподобное стекло имеет вид скорлупок, покрывающих ядро и легко отшелушивающихся при легком механическом воздействии. Следует подчеркнуть чрезвычайно важную деталь: черное ядро представлено безводным обсидианом, который имеет массивное строение. Гидратированный обсидиан, т.е. обсидианоподобные стекла, образующие концентрические чешуйки на поверхности ядер обсидиана, имеют пористое строение. Граница между массивным ядром и пористой скорлупкой резкая, таким образом создается впечатление, что пористость распространяется только на глубину слоя гидратированного стекла. На контакте массивного обсидиана и пористой скорлупки в массивном обсидиане появляется отчетливая кайма, состоящая из двупреломляющего стекла. Толщина каймы составляет 0,05 мм (см. врезку табл. I). Таким образом, в пределах данного образца можно выделить четыре концентрически расположенных участка, или зоны: внутреннее ядро почти безводного обсидиана (N = 1,482, содержание воды 0,00–0,17), двупреломляющая кайма (N = 1,496, содержание воды порядка 1,6%), псевдоморфоза перлита по обсидиану (гидратированный обсидиан, N = 1,496,

<sup>1</sup> Табл. I–VIII см. в конце книги.



Таблица 1

Химический состав (в мас. %) стекол различной степени гидратации<sup>1</sup>

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	75,20	76,22	75,20	74,30	76,87	76,16	76,42	76,46
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,14	0,14	0,13	0,15	0,14	0,14	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,40	12,50	12,13	12,00	12,35	12,49	12,35	12,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	0,88	0,87	0,67	0,58	0,88	0,88	0,69
FeO	0,34	0,36	0,14	0,36	0,34	0,36	0,14	0,37
MnO	0,065	0,065	0,063	0,065	0,06	0,06	0,06	0,07
MgO	0,068	0,072	0,081	0,087	0,07	0,07	0,08	0,09
CaO	0,54	0,54	0,55	0,56	0,54	0,56	0,56	0,58
Na <sub>2</sub> O	4,29	4,34	4,32	4,04	4,27	4,34	4,50	4,37
K <sub>2</sub> O	4,77	4,96	4,91	4,69	4,75	4,96	4,89	4,84
H <sub>2</sub> O	0,00	0,1	1,60	0,54	-	-	-	-
				2,74				
Li <sub>2</sub> O	0,0093	0,0094	0,0069	0,0067	-	-	-	-
Rb <sub>2</sub> O	0,012	0,0014	0,012	0,011	-	-	-	-
Cs <sub>2</sub> O	0,00040	0,00032	0,00035	0,00038	-	-	-	-
Сумма	100,42	100,20	100,02	100,20	100	100	100	100

1-4 - стекла с различным содержанием воды: 1 - обсидиан, 2 - гидратированный обсидиан, 3 - перлит, образовавшийся за счет обсидиана, 4 - пористый перлит; 5-8 - то же, в пересчете на безводный остаток.

<sup>1</sup>Здесь и во всех таблицах прочерк означает отсутствие определений.

содержание воды порядка 3%), окружающий обсидиановое ядро перлит (N = 1,497, содержание воды 3,5%).

На рис. 2 приводятся графики зависимости показателя преломления стекла от температуры прокаливания. Быстрее всего при нагревании изменяется показатель преломления пористого перлита - уже при прогреве до 200°C наблюдается заметное уменьшение на 0,003.

Удаление воды из гидратационных каемок, образующихся по краям обсидиана в результате вторичных процессов, происходит при температурах более высоких (от 300 до 600°C) и графики делаются более пологими. При повышении температуры двупреломление стекла в пределах каймы сохраняется вплоть до момента, когда стекло начинает вспучиваться.

Химический состав микрообразцов стекла, отобранных из всех выделенных зон, практически постоянен (табл. 1).

Наиболее отчетливо это проявляется при сравнении химических составов обсидианов и окружающих их пористых перлитов. В то же время более тонкие исследования химического состава фаз в системе стекло двупреломляющей каймы-обсидиан показали, что в этом случае мы имеем вполне определенные вариации химического состава в изученных стеклах. Было установлено (микронзондовые определения на 100 образцах), что наблюдается полное совпадение содержания всех изученных элементов, кроме Na. Во всех случаях наблюдается уменьшение содержания натрия на 0,1% (табл. I, см. врезку),



Полученные результаты могут быть интерпретированы следующим образом. Гидратация основной массы обсидиана происходила при высоких температурах в момент остывания вулканического тела. Об этом свидетельствует тот факт, что гидратация обсидиана, т.е. вхождение воды в него, сопровождалась размягчением стекла и дополнительным вспучиванием. Температура гидратации на основании этого факта, по-видимому, была близка 600–700°C. Вода при этой температуре имела специфическую структуру, т.е. находилась в диссоциированном состоянии. При гидратации происходил разрыв связей Si–O–Si и образование мостиковых гидроксидов.

Двупреломляющие каймы повторяют форму обсидианового ядра. Строение стекла в обсидиановом ядре и окружающей кайме внешне почти тождественны. Различие между этими двумя стеклами заключается только в изменении показателя преломления и содержания воды. Основываясь на морфологических признаках, можно предположить, что в данном случае гидратация обсидиана происходила при температуре ниже  $T_g$ , т.е. обсидиан был в хрупком состоянии. Гидратация твердого стекла носит принципиально иной характер по сравнению с высокотемпературной гидратацией пластичного стекла. В данном случае возможна реакция  $Si - O - Na + H_2O \rightarrow Si - O - H + NaOH$ . Ранее было показано, что глубоко гидратированные перлиты с переменным составом, как правило, характеризуются пониженным содержанием щелочей и, в частности, Na. Более высокий показатель преломления стекла обезвоженной каймы по сравнению с показателем преломления прокаленного обсидиана свидетельствует о структурных превращениях в стекле при гидратации.

**Обсидиан + перлит переменного состава (стекло 3 группы).** В данную группу входят мареканиты, возраст которых датируется палеогеном (48 млн лет). На Дальнем Востоке встречены две разновидности мареканитов. Одна из них обнаружена в перлитах Охотского месторождения, вторая – в перлитах Колчанского месторождения (оба Хабаровский край).

Мареканиты Охотского месторождения отобраны из перлита района р. Малый Марекан (по названию местности эти породы впервые были названы мареканитом). Протомареканиты на этом месторождении представлены двумя разновидностями: серой и красно-бурой. Первая разновидность состоит из сфероидов обсидиана с диаметром 1–40 мм, которые погружены в перлит с характерной брекчиевой текстурой. Характерной особенностью обсидианов является высокое содержание в стекле воды (табл. 2, анализы 1а, 2а). Оно достигает 0,8 мас.%. В обсидианах отчетливо проявляется максимум, характеризующий гидроксил (3570–3590  $cm^{-1}$ ) (табл. II). На этом фоне полоса молекулярной воды проявлена довольно четко. Причем выделяется как низкотемпературный, так и высокотемпературный тип воды.

Сравнение химических составов как естественных образцов перлита и обсидиана, так и в пересчете на безводный остаток, отчетливо выявляет тенденцию уменьшения содержания натрия, которая наметилась в мареканитах Артени. Однако эта тенденция здесь выражена значительно более четко.

Рассмотрим более подробно данные ИК-спектроскопии и термического



Таблица 2

Химический состав мареканитов Охотского (1-2) и Колчанского (3) месторождений

Компонент	1				2 -				3			
	а	б	в	г	а	б	в	г	а	б	в	г
SiO <sub>2</sub>	74,17	72,43	75,54	75,50	76,03	74,54	76,82	77,13	75,06	72,36	74,92	74,86
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,14	0,13	0,15	0,29	0,28	0,29	0,20	0,18	0,20	0,20	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	13,89	14,40	14,48	12,63	12,02	12,76	12,44	13,97	13,42	13,94	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	0,48	0,32	0,50	0,59	0,61	0,60	0,63				
									0,88	0,82	0,88	0,85
FeO	0,47	0,22	0,48	0,23	0,25	0,26	0,25	0,27				
MnO	0,052	0,059	0,05	0,06	0,063	0,046	0,064	0,048	-	-	-	-
MgO	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,08	-	-
CaO	0,69	0,66	0,70	0,69	0,77	0,72	0,78	0,75	0,42	0,52	0,10	0,08
Na <sub>2</sub> O	4,12	3,78	4,20	3,94	3,99	3,77	4,03	3,90	4,43	4,39	0,43	0,54
K <sub>2</sub> O	4,01	4,19	4,08	4,37	4,26	4,30	4,30	4,45	5,12	4,89	4,42	4,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	0,06	0,07	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,36	0,40	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	-	-	Нет	Нет
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,42	2,95	"	"		3,20	"	"			"	"
					0,85				0,8	3,4		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,47	0,55	"	"		0,20	"	"			"	"
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,49	99,88	100	100	99,95	100,15	100	100	100,19	99,66	100	100

а - обсидиан, б - перлит, в - обсидиан в пересчете на безводный остаток, г - перлит в пересчете на безводный остаток.

анализа. В обсидиане преобладают  $\text{OH}_n$ -группы в форме гидроксила, а в перлитах – в виде молекулярной  $\text{H}_2\text{O}$ . Первые фиксируются полосой  $3540\text{--}3580\text{ см}^{-1}$  и эндотермическим эффектом с максимумом  $670^\circ\text{C}$ , а вторые – полосой  $3190\text{--}3500\text{ см}^{-1}$  (табл. II) и эндотермическим эффектом с максимумом  $360\text{--}400^\circ\text{C}$ . Необходимо отметить, что количество гидроксила ( $\sim 0,5\%$ ) при переходе от обсидиана к перлиту увеличивается незначительно.

Красные протомареканиты отличаются от серых несколько более высоким содержанием окисного железа. Их окраска обусловлена выделениями хлопьев гематита между обломками стекла, который фиксируется полосой  $2937\text{ см}^{-1}$ . Вероятно, с образованием гидроокислов железа связано появление полос  $3630$  и  $3650\text{ см}^{-1}$  в красно-бурых перлитах.

Мареканиты Колчанского месторождения приурочены к внутренней части стекловатой зоны риолитового потока. Они содержат небольшое количество вкрапленников, но значительное количество кристаллитов, присутствуют также радиальнолучистые часто полые сферолиты размером до 2 см. Вкрапленники представлены биотитом, плагиоклазом и магнетитом, иногда образующим гломеропорфиновые сростки. Включения обсидиана размером  $0,3\text{--}2$  мм редки, но хорошо видны, так как выделяются более темным оттенком на фоне бледно-серого перлита с пре-красно выраженной мелкой перлитовой отдельностью (табл. II, а).

По химическому составу мареканиты Колчанского месторождения относятся к субщелочным риолитам с преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  (табл. 2). Содержание воды составляет  $3,2\text{--}3,4\%$  в перлите и  $0,5\%$  и менее в обсидиане. По данным ИК-спектрометрии и термического анализа, в перлите резко преобладает молекулярная вода, в то время как в обсидиане содержится примерно равное количество гидроксила и молекулярной воды. Гидроксил фиксируется полосой  $3590\text{ см}^{-1}$  и эндотермическим эффектом  $500\text{--}700^\circ\text{C}$ , а молекулярная вода – полосой  $3275\text{--}3500\text{ см}^{-1}$  и эндотермическим эффектом с максимумом  $350\text{--}390^\circ\text{C}$ . Как и для перлита, в обсидиане наблюдается небольшой максимум около  $100\text{--}120^\circ\text{C}$ , вероятно связанный с образованием глинистого минерала. По-видимому, именно появлением зародышевых фаз глинистого минерала можно объяснить присутствие полосы  $1115\text{ см}^{-1}$  и смещение другой полосы к  $470\text{ см}^{-1}$  на ИК-спектре перлита.

## МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ СТЕКЛА

*Модели структуры стекла,  
основанные на использовании прямых методов*

Для изучения структуры стекла могут служить прямые и косвенные методы. К прямым методам относятся рентгеновские, электронно-микроскопические и спектроскопические.

Первые сведения о структуре стекла, основанные на рентгеновском изучении, были получены в 1936–1937 гг. Б.Е. Уорреном. Для своих исследований он использовал кварцевое стекло. По данным о распределении электронной плотности, были вычислены расстояния  $\text{Si-O}$  и  $\text{O-O}$ . Для



стеклообразного кремнезема первый максимум на кривой распределения электронов соответствует  $1,62 \text{ \AA}$ , второй —  $2,65 \text{ \AA}$ . Эти данные соответственно близки среднему расстоянию Si—O и O—O в силикатах. Используя метод рассеяния рентгеновских лучей под разными — большими и малыми — углами, М.А. Порай Кошиц показал, что кривая межатомных расстояний низкотемпературного кристобалита весьма близка соответствующей кривой стеклообразного кремнезема.

Математическая обработка экспериментальных данных, полученных при рентгенографическом изучении кварцевого стекла, впоследствии была проведена Г.З. Пинскером [56], который получил следующие межплоскостные расстояния (в  $\text{\AA}$ ): 4,28; 2,57; 2,14; 1,43. Это дало возможность выделить в структуре стеклообразного кремнезема ограниченную область с дифракционными максимумами и плоскостями симметрии тригональной дипирамиды. Было установлено, что элементарная ячейка образует тригональную решетку в объеме тригональной дипирамиды, по своим параметрам весьма близкую тридимиту. Оригинальная трактовка дифракционных линий, наблюдаемых в кварцевом стекле, была дана Н.А. Шишаковым [68]. Согласно его представлениям, диффузионные максимумы свидетельствуют о существовании в стекле мельчайших кристаллитов, имеющих кристобалитовую природу. Пространство между кристаллитами выполнено слоями и цепочками вещества с кристобалит-тридимитовой структурой.

В отличие от стеклообразного  $\text{SiO}_2$  риолитовое вулканическое стекло содержит Al и катионы Na, K и Ca. Экспериментально было установлено, что Al может переходить из шестерной координации в четверную с образованием тетраэдра  $\text{AlO}_4$ . Так как Al трехвалентен, а его координационное число 4, тетраэдр  $\text{AlO}_4$  имеет лишний отрицательный заряд.

В последние годы появился целый ряд новых работ по структуре стекла, в том числе и работы по структуре сложных стекол. Для этой цели использовались главным образом методы дифракции рентгеновских лучей: рассеяния под большими и малыми углами, дисперсии рентгеновских лучей и т.д. Для расшифровки структуры стекла наиболее широко используется анализ функций радиального распределения. На основе этого анализа был создан целый ряд новых моделей стеклообразного альбита, ортоклаза и анортита [101, 102].

В этих случаях для создания структурных моделей использовались искусственные стекла, полученные в лабораторных условиях закалкой соответствующих расплавов.

На основании экспериментальных данных были построены кривые, отражающие функцию радиального распределения альбита и ортоклаза [109]. В основу модели была положена трехмерная решетка, состоящая из тетраэдров, сгруппированных в шестичленные кольца (рис. 3).

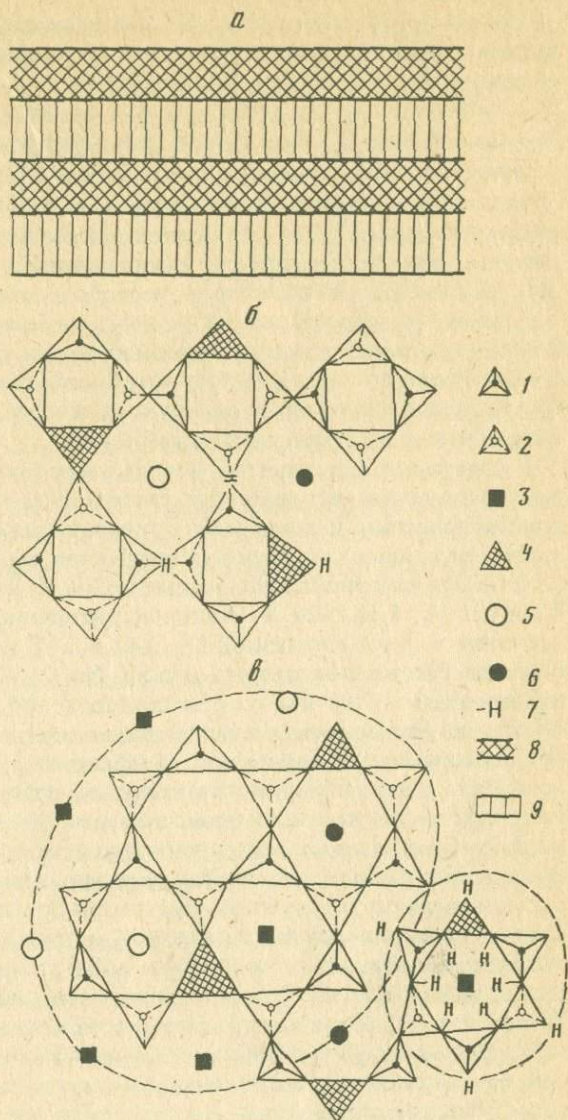
Шестичленные кольца группируются в каркас, напоминающий структуру тридимита. В пользу принятия такой модели говорит целый ряд дополнительных фактов [103].

Во-первых, теоретическая плотность альбитового стекла, рассчитанная по формуле, в основу которой положена тридимитовая модель, весьма близка экспериментальной, 2,40 и 2,38, соответственно. В то же время рассчитанная плотность ортоклазового стекла 2,31, плотность, установленная



Рис. 3. Модели структуры кислого состава

*a* – полосчатая структура в стекле; *б* – сетка из четырехчленных колец алюмо-кремнекислородных тетраэдров (полево-шпатовая модель); *в* – сетка из шестичленных колец алюмо-кремнекислородных тетраэдров (тридимитовая модель структуры стекла); 1 – тетраэдры  $\text{SiO}_4$ , обращенные вершиной вверх; 2 – то же с вершиной, обращенной вниз; 3 – ассоциированные молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ ; 4 – тетраэдры  $\text{AlO}_4$ ; 5 – катион К; 6 – катион Na; 7 – гидроксил; 8, 9 – структурный мотив: 8 – полевого шпата, 9 – тридимита



экспериментально, 2,37. Другие модели, например полевошпатовая, при расчете дают значительно худшие результаты.

Во-вторых, принятие этой модели позволяет принять допущение о непрерывности решетки стекла. Плотность стекол, получаемых экспериментально, может быть объяснена без введения понятий о дефектности структуры. Под дефектностью мы понимаем существование крупных беспорядочно расположенных пустот или хаотическое чередование упорядоченных и неупорядоченных областей.



Наконец, модель на основе тридимита наилучшим образом объясняет кривые функции радиального распределения атомов, полученные экспериментально. Главный максимум  $4,2 \text{ \AA}$  характеризует расстояние T-O<sub>2</sub>. Максимум  $5,1 \text{ \AA}$  характеризует расстояние T-T<sub>2</sub>. Радикал SiO<sub>2</sub> замещается на AlO<sub>2</sub>. Характерно, что неупорядоченность структуры подчеркивается хаотическим распределением Al среди тетраэдров Al, SiO<sub>4</sub>. При этом изменяется длина связи T-O<sub>1</sub> (T = Al, Si). Возможно также уменьшение угла T-O-T. При этом расстояния T-T<sub>1</sub> и T-T<sub>2</sub> становятся короче. Аналогичный эффект также возможен при деформации отдельных участков решетки стекла.

Кривая функции радиального распределения атомов в анортитовом стекле характеризуется максимумом примерно около  $5 \text{ \AA}$ . Поэтому в этом случае более логично в основу структуры стекла принять полевошпатовую модель решетки, состоящую из тетраэдров SiO<sub>4</sub> и AlO<sub>4</sub>, которые связаны в четырехчленные кольца [102].

В отличие от более ранних моделей, в основу которых была положена неупорядоченная непрерывная сетка, эти модели относятся к квазикристаллическим. Основываясь на этих моделях, был произведен расчет кривых функций радиального распределения некоторых природных стекол [101]. Были получены максимумы:  $1,61-1,62 \text{ \AA}$ ;  $2,65-2,68 \text{ \AA}$ ;  $5,15-3,18 \text{ \AA}$ ;  $4,12-4,16 \text{ \AA}$ ;  $5,13-5,26 \text{ \AA}$ . Авторы цитируемой работы связали эти значения с расстояниями: T-O, O-O и T-T в трехмерной полосчатой решетке. Расстояния: щелочь-щелочь, Na-O<sub>1</sub>, K-O<sub>1</sub> на дифрактограммах не разрешились, так как содержание щелочей не превышает 10 мас.%. Сравнение экспериментальных данных с соответствующими значениями, приведенными [109] для стекол альбитового и ортоклазового состава, позволили принять тридимитовую модель, предложенную в [101]. Как мы уже отмечали, согласно этой модели решетка стекла состоит из Si, Al-тетраэдров, связанных с четырьмя другими тетраэдрами, которые образуют шестичленные кольца. Для природных стекол допускается деполимеризованная структура из-за присутствия большого числа крупных одновалентных и дивалентных катионов, а также воды. Длина связи T-O существенно зависит от содержания Al в стекле. Оно возрастает с увеличением количества Al. Аналогичная зависимость характерна для связи T-T<sub>1</sub>. Угол T-O-T также характеризуется непостоянными значениями, он варьирует от  $146$  до  $162^\circ$ . Можно предположить, что изменение величины угла связано не только с изменением состава стекла, но и с различными условиями его охлаждения. Это подтверждается экспериментальными данными для альбитовых стекол, которые были получены из расплавов, медленно охлаждающихся в температурном интервале от  $1600$  до  $1150^\circ\text{C}$ . Начиная с температуры в  $1150^\circ\text{C}$ , производилась резкая закалка расплава. Оказалось, что стекла в зависимости от режима охлаждения характеризуются разным углом T-O-T. В этой связи можно говорить о релаксации расплавов в зависимости от режима охлаждения.

Кроме Al, который может замещать Si в тетраэдрах, образующих аморфную сетку, в стекле присутствует Fe<sup>3+</sup> в количестве от 0,5 до 2,5 мас.%, или от 6 до 32% в атомных количествах. Железо, входящее в состав стекла, может присутствовать в виде самостоятельных ферро- и



ферромагнитных фаз или входить в структуру стекла. Эти две формы железа могут быть различимы при помощи ЭПР и Мессбауэровской спектроскопии. Анализ данных Мессбауэровской спектроскопии и намагниченности образцов обсидиана Липари показал, что в них, кроме кластеров магнетита, присутствуют ионы  $Fe^{3+}$ , имеющие тетраэдрическую координацию, которые, по-видимому, замещают  $Si^{4+}$  в тетраэдрах  $SiO_4$  [7, 94]: На спектрах ЭПР стекол из различных районов страны (около 30 образцов) на фоне постоянно присутствующих широких линий, появление которых связывают с включениями ферромагнитных фаз, наблюдаются и более узкие линии в областях  $g \sim 2$  и 4,3. Линии около  $g \sim 2$  могут быть вызваны наличием центров  $Fe^{3+}$ , находящихся в октаэдрическом и тетраэдрическом окружении в слабых кристаллических полях различной симметрии, и минералами  $Fe^{3+}$ . Линии около  $g \sim 4,3$  могут быть связаны только с ионами  $Fe^{3+}$ , которые находятся в сильном кристаллическом поле ромбической локальной симметрии. Если место тетраэдра  $SiO_4$  займет тетраэдр  $FeO_4$  с большими размерами, это может оказать стабилизирующее влияние на определенный элемент структурной единицы стекла. Подстраивание тетраэдров  $FeO_4$  к сетке, состоящей из тетраэдров  $SiO_4$ , должно привести к уменьшению полярных углов  $\beta$  у  $FeO_4$  тетраэдра на  $9,3^\circ$ .

*Сведения о структуре стекла,  
полученные косвенными методами*

Дополнительные сведения о структуре стекол могут быть получены при помощи целого ряда косвенных методов: химического, кристаллизационного, ИК-спектроскопического, термооптического и др.

**Данные, основанные на применении химических методов.** При воздействии на стекло кислот и щелочей вулканическое стекло протравливается. Причем травление происходит избирательно или инконгруентно (табл. 3).

При обработке природного стекла щелочным раствором при относительно низкой температуре в раствор переходит главным образом кремнезем. Расчеты изменения химического состава стекла на различных стадиях обработки, выполненные по методу Барта, показали, что в первую стадию процесса (см. табл. 3, графа 3) выносятся примерно 15–17% кремнезема, присутствующего в исходном образце стекла. Если в исходном образце пемзы содержание кремнезема составляло 69–70%, то после щелочной обработки оно понижается до 52%. Во вторую стадию обработки стекла в щелочном растворе (см. табл. 3, графа 4) происходит дальнейшее растворение кремнезема. Причем из породы выщелачивается дополнительно около 15%  $SiO_2$  и в остатке сохраняется порядка 37 мас.% кремнезема. Эти процессы могут быть записаны в виде следующих реакций:

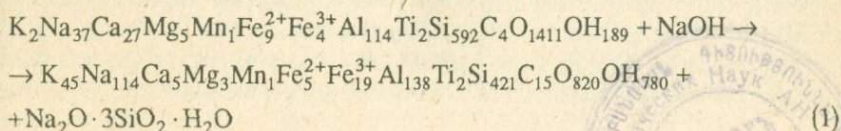


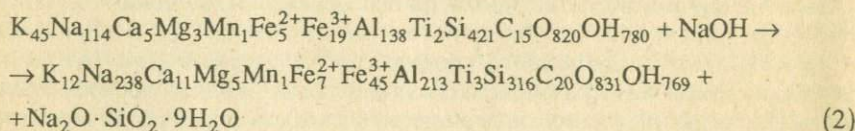


Таблица 3

Продукты (в мас. %) гидрохимической переработки обсидиана и пемзы

Оксид	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	75,56	69,80	52,00	37,20	2,86	17,203
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,26	0,36	0,41	Не опр.	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,24	14,45	14,50	21,30	0,310	0,135
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,61	3,12	7,14	Не опр.	Не опр.
FeO	0,08	1,25	0,82	1,03	То же	То же
MnO	0,47	0,064	0,094	0,15	"	"
MgO	0,22	0,38	0,24	0,48	"	"
CaO	0,74	2,95	0,56	1,20	"	"
Na <sub>2</sub> O	4,28	4,43	7,94	14,55	25,87	39,17
K <sub>2</sub> O	4,52	1,92	4,30	1,12	0,53	2,087
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,19	9,58	8,07	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,25	3,14	4,89	5,53	То же	То же
Li <sub>2</sub> O	Не опр.	0,0026	0,010	0,010	"	"
Rb <sub>2</sub> O	То же	0,0024	0,027	0,0058	"	"
Cs <sub>2</sub> O	"	0,00014	0,0004	0,00019	"	"
CoO	"	0,0004	0,0004	0,0028	"	"
CO <sub>2</sub>	"	0,29	1,38	1,75	"	"
Сумма	99,24	99,80	99,82	99,95	"	"

1 – обсидиан, г. Агис, Армения (аналитик Н.Г. Воронцова), 2 – пемза Ильинского месторождения, Камчатская обл.; 3 – остаток после обработки пемзы 2н.-раствором NaOH при T = 150°C в течение 12 час; 4 – то же, после обработки в течение 24 час (аналитики Г.Н. Есикова, А.Ф. Карташова); 5 – остаточный раствор после обработки обсидиана 1н.-раствором NaOH в течение 72 час, T = 200°C, P = 350 атм.; 6 – то же, в течение 64 час (аналитик А.М. Арапова).



Аналогичные результаты получены при длительной обработке кислого вулканического стекла (обсидиана) более слабым раствором щелочи. После 20-суточной обработки в раствор перешло до 15 мас.% SiO<sub>2</sub>. При более длительной обработке (порядка 36 сут) в раствор дополнительно перешло всего 2 мас.% SiO<sub>2</sub>. Это свидетельствует о достижении некоторого равновесия в системе стекло-раствор. Можно предположить, что кремнезем, присутствующий в риолитовом стекле, неоднороден в структурном отношении. Мы предполагаем, что имеются две аperiodические решетки, вложенные одна в другую. Одна из них составляет каркас, состоящий из алюмосиликатных тетраэдров, другая – представлена, по видимому, группировками n-SiO<sub>4</sub>, причем значение n не велико – порядка 1–4. Кремнезем, присутствующий в силикатной части, более подвижен, нежели кремнезем, связанный в алюмосиликатном каркасе. Поскольку

отношение кремнезема силикатной части к кремнезему алюмосиликатной составляющей решетки равно 1:3,5, то можно предположить, что алюмосиликатный каркас представляет матрицу, т.е. преобладающую часть объема стекла, в которую, как мы уже отмечали, как бы вложена кремнеземистая решетка.

При обработке стекла щелочными растворами в раствор переходит в первую очередь кремнезем, который участвует в образовании силикатной сетки.

Эксперименты, проведенные со стекловатыми вулканическими породами, показали, что наибольшее количество кремнезема переходит в раствор при молекулярном отношении  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 7,8-9,8$ . При данных соотношениях наибольшее количество тетраэдров  $\text{SiO}_4$  оказывается связанным в самостоятельную кремнекислородную решетку, кремнезем которой сравнительно свободно переходит в раствор. При концентрации  $\text{NaOH}$  порядка 64 г-экв/л (1н. раствор) равновесие между раствором и перлитом устанавливается через 2 час, причем на скорость реакции влияют температура и размер частиц.

Выделяющийся из стекла кремнезем переходит в раствор в виде трисиликата натрия  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2$ .

Неоднородное строение стекла также выявляется при травлении поверхности стекла кислотами и другими реагентами. В табл. III представлены реплики, полученные с поверхности перлита после травления кислотой  $\text{HF}$ . На снимке реплики отчетливо видны так называемые глобулы, тела сферической формы размером от 0,1 до 3-5 мкм. Реплика представляет зеркальное отражение рельефа поверхности образца. Поэтому в данном случае правильней говорить не о сферических телах, а о ямках травления правильной сферической формы. Тем не менее при травлении в раствор переходило вещество стекла, освобождая пространство правильной изометрично-сферической формы. Причем размер ямок травления и их форма закономерно сохраняются по всему объему образца. Эта особенность строения стекла неоднократно подчеркивалась и ранее [20, 46]. Структура получила название глобулярной [46]. Исследование методом травления около сотни образцов стекла (перлиты, обсидианы, пехштейны и др.) позволяет сделать следующие выводы: для каждой разновидности стекла характерны строго постоянная форма глобулей и постоянство их размеров от сотых долей микрона до 1-10 мкм. Форма, как правило, сферическая, однако встречаются глобулы вытянутой и четковидной формы; во многих разновидностях глобулы ориентированы и образуют цепочки.

Все эти особенности позволяют предположить существование центров, относительно которых расположены другие молекулярные группы. По аналогии с каркасными, цепочечными и другими структурами в кислом стекле можно предположить наличие концентрически-сферических структурных единиц. Размер этих групп значительно превосходит размер молекул. По-видимому, их можно отождествлять с макромолекулами коллоидных систем. Ранее мы отмечали, что структура кислого стекла состоит как бы из двух структур — силикатной и алюмосиликатной. Поскольку алюмосиликатная часть в количественном отношении резко преобладает, можно предположить, что центром таких макромолекул, или глобулей,



является группировка  $\text{SiO}_4$ , а периферическая оболочка глобулы представлена алюмосиликатными слоями, между которыми находятся октаэдрические слои, включающие катионы, гидроксил и молекулы воды. Предложенная схема в какой-то степени перекликается с представлениями В.Н. Анфилогова [1], который на основании изучения спектров комбинационного рассеяния и расчетов предположил, что при содержании в стекле более 67 мол.%  $\text{SiO}_2$  анионные группировки принимают вид глобул, центральные части которых представлены изолированными тетраэдрами  $\text{SiO}_4$ , а внешние – тетраэдрами  $\text{Al}$ ,  $\text{SiO}_4^-$ . При этом катионы металлов и вода концентрируются в поверхностном слое.

Изучение разрезов показало, что стекла с различным режимом охлаждения или последующего изменения характеризуются разными особенностями глобулярной структуры, что проявляется как в размере, так и форме глобул.

Признаки избирательного травления в естественных условиях были отмечены в целом ряде образцов при замещении стекла вторичными минералами, в частности при замещении стекла глинистыми минералами. Галлуазит представлен глобулярными модификациями с размером выделений до 1,5–2 мкм. Каждый сферический агрегат галлуазита располагается в углублениях правильной сферической формы (табл. IV). При механическом воздействии глобулы галлуазита легко выкрашиваются и, таким образом, стекло приобретает ячеистое строение. Характерно, что все глобулярные агрегаты галлуазита для данной разновидности стекла, перлита или обсидиана имеют строго постоянные размеры, соответствующие размерам глобул, характерных для этой разновидности. Создается впечатление, что галлуазит возникает при кристаллизации гелевидного вещества, образовавшегося в ямках травления, которые возникают при взаимодействии стекла с гидротермальным раствором.

Данные, основанные на применении термооптического метода. Косвенное подтверждение о существовании в структуре стекла обособленных групп  $\text{SiO}_4$ , или групп, образующих сетку  $n\text{-SiO}_4$ , были зафиксированы на ИК-спектрах, снятых с образцов в виде тонких пластинок при непрерывном нагреве (рис. 4). Начиная примерно с  $300^\circ\text{C}$  намечаются изменения в области проявления колебаний  $\text{Si-O-Si}$ . Появляется отчетливый максимум около  $600\text{--}630\text{ см}^{-1}$ , который имеется на спектрах, снятых с различных модификаций кремнезема, в том числе с образцов кристобалита и тридимита. Существуют заметные изменения и в той области, которая приписывается валентным колебаниям связей  $\text{Si-O-Si}$ . Изменения в интенсивности и положении полос поглощения продолжают в этой области и при более высоких температурах.

Перечисленные наблюдения хорошо согласуются с рассмотренными выше графиками (см. рис. 2), иллюстрирующими зависимость между показателем преломления и температурой нагревания высоководного перлита. До температуры  $300^\circ\text{C}$  показатель преломления уменьшается плавно, затем при  $300^\circ\text{C}$  происходит перегиб с максимумом около  $500^\circ\text{C}$  и далее происходит плавное увеличение показателя преломления до температуры  $600^\circ\text{C}$ . Эти изменения показателя преломления мы рассматриваем как результат структурных превращений, которые протекают в твердом



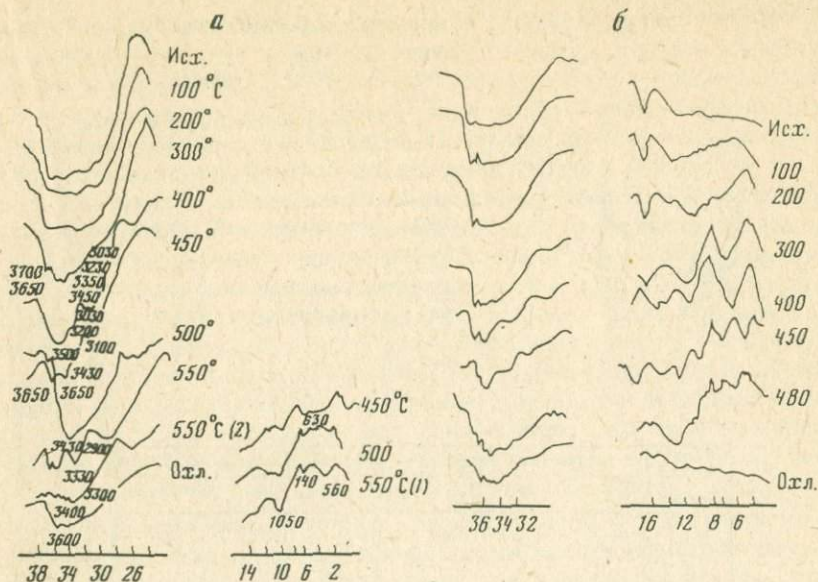


Рис. 4. Инфракрасные спектры перлитов Приморского края (по Е.Ф. Семенову и Т.А. Зиборовой). Спектры сняты в процессе непрерывного нагрева препаратов, изготовленных в виде пластинок

а – обр. 290а, Рудничный участок; б – обр. 550, Новгородское месторождение

состоянии в интервале 300–600°C. Данному температурному интервалу соответствуют твердофазовые превращения. Превращения, протекающие в различных модификациях кремнезема  $\alpha$ - $\beta$  кристобалит,  $\alpha$ - $\beta$  кварц, сопровождаются изменениями оптических свойств, а также удельного объема элементарной ячейки и теплофизических свойств вещества. Причем эти изменения начинаются при 260–280°C и заканчиваются при 600°C. Перечисленные факты также подтверждают мнение о существовании в риолитовом стекле группировок кремнезема, образующих обособленные группы в структуре стекла.

**Ориентированные микротекстуры.** Под электронным микроскопом путем травления были выявлены ориентированные текстуры стекла. Макроскопически ориентированная текстура проявляется в ориентировке микролитов, в наличии линейно расположенных трещинок, в линейной ориентировке пылевидных включений. В результате электронно-микроскопического изучения было установлено, что те разновидности обсидиана, которые имеют ориентированную текстуру, после травления обнаруживают ориентированную структуру самого стекла. Ориентировка проявляется в глобулярном строении, причем глобули оказываются вытянутыми в одном направлении. Уже было отмечено, что форма глобулей, в общем приближаясь к сферической, обнаруживает целый ряд вариаций: глобули могут быть эллипсовидными, четковидными и т.д. Ориентировка глобулей свидетельствует об ориентировке и более тонких структурных единиц, возможно и о линейной ориентировке тетраэдрических группировок. Соот-



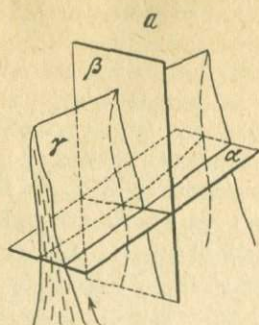
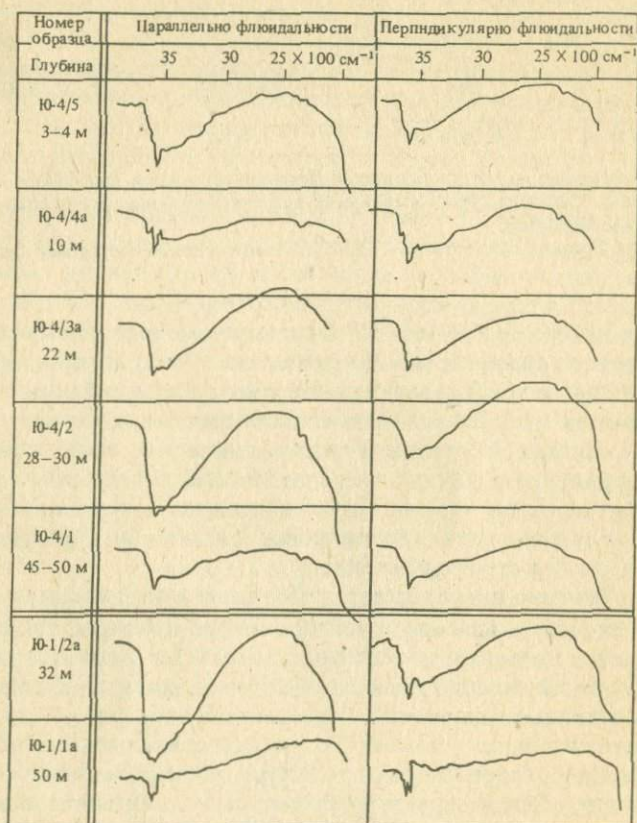


Рис. 5. Инфракрасные спектры, снятые с ориентированных плоско-параллельных пластинок обсидиана (данные А.М. Гарева)

*a* – схема ориентировки пластинок; *б* – инфракрасные спектры обсидианов.  $\gamma$  – плоскость, совпадающая с направлением языка обсидиана, стрелкой показано предполагаемое направление течения лавы;  $\alpha$  – плоскость, перпендикулярная флюидальности,  $\beta$  – плоскость, параллельная флюидальности

*б*



ветственно ориентированное строение, по-видимому, приобретают и гидроксильные группы, которые могут образовывать мостики между тетраэдрами, и линейные октаэдрические структурные единицы. В качестве примера рассмотрим распределение воды в обсидианах из вертикальных разрезов Джраберского экструзива. Пластинки из образцов были выпилены в двух взаимно перпендикулярных плоскостях  $\alpha$  и  $\beta$  (рис. 5).

На ИК-спектрах обсидиановых стекол интенсивно проявляются гидроксильные группы. Полосу поглощения  $3625 \text{ см}^{-1}$  мы относим к валентным колебаниям мостиковых гидроксидов. Более интенсивное поглощение в плоскости, параллельной  $\beta$ , свидетельствует о том, что диполи кислородно-водородных группировок имеют тенденцию располагаться в этой плоскости. Способность стекла поглощать воду также в значительной степени определяется расположением тетраэдрических слоев и, вероятно, макромолекул-глобулей. Полосчатые разновидности обсидиана подвергались гидратации в автоклаве при относительно невысокой температуре порядка  $200^\circ\text{C}$ . В результате гидратации в стекло вошло до 4,5 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ . Резкое снятие давления вызвало вспучивание образца, которое произошло неравномерно. Вспучились линейные зоны, между которыми сохранилось массивное стекло. Таким образом, возникла макрополосчатая текстура, в которой четко обозначилось чередование пористых и массивных полос. Соответственно можно предположить чередование полос, обедненных и обогащенных катионами. Полосы, обедненные катионами, поглощают меньшее количество воды, чем полосы, обогащенные катионами.

**Микрозональность.** Электронно-микроскопическое изучение перлитов позволило выявить микрозональность образцов относительно некоторых центров. Такими центрами являются ядра перлитовой структуры, а также минеральные агрегаты, подобные монтмориллониту и цеолитам. К агрегату цеолитов прилегает зона стекла толщиной до 1–2 мкм с гладкой поверхностью. Эти участки окружены стеклом с резкой шагреневой поверхностью (табл. V). Образец был обожжен при температуре  $700^\circ\text{C}$ . Обжиг показал, что к смектитовому агрегату прилегает зона стекла, которое раскристаллизовывается с образованием кристалликов размером 0,5–1 мкм. Окружающая масса раскристаллизовывается с образованием кристаллов размером 0,1–0,2 мкм. Можно предположить, что кристалличность различных зон зависит от содержания воды в стекле. Участки стекла с более высоким содержанием воды кристаллизуются с образованием агрегата, имеющего более крупные размеры зерен, в то время как участки стекла с относительно низким содержанием воды кристаллизуются с образованием относительно тонкозернистого агрегата. Микрозональность, выявляемую под электронным микроскопом, мы уже рассматривали на примере перлитов с крупно- и мелкоглобулярной структурой (табл. III). Стекло крупноглобулярной структуры образует ядра, окруженные мелкоглобулярным перлитом. Так же как и в предыдущем случае, названные структурные разновидности отличаются различным содержанием воды. В ядре по сравнению с окружающей массой наблюдается понижение содержания воды.



Исследование воды в стекле имеет довольно длительную историю. Впервые на важную генетическую и структурную роль воды в стекле было указано в работе [95]. Было показано, что в стекле присутствуют два типа воды, или, как мы теперь знаем, два типа  $\text{OH}_n$ -группировок. Было показано, что один тип  $\text{OH}_n$ -группировок весьма прочно связан в структуре и при нагревании стекла и вызывает скачкообразное изменение его оптических свойств,  $\text{OH}_n$ -группировки другого типа выделяются постепенно и вызывают плавное изменение его оптических характеристик. Этим типам  $\text{OH}_n$ -группировок был придан разный генетических смысл. Первый тип был отнесен к магматической, или ювенильной воде, второй — к вторичной воде, связанной с метеорными или вадозными явлениями. Существование двух типов воды впоследствии было подтверждено данными ИК-спектроскопии. Было показано различное положение  $\text{OH}$ -группировок в структуре стекла. При этом выделялся мостиковый гидроксил и группы  $\text{Si-OH}$ . Изотопные исследования, казалось бы, подтвердили, что гидроксил, образующий силанольные ассоциации, имеет метеорную природу [72, 76]. Однако, при этом не учитывалось, что реакции обмена  $^{18}\text{O} \rightarrow ^{16}\text{O}$  и  $^2\text{H} \rightarrow ^1\text{H}$  протекают довольно легко и поэтому не отражают тех соотношений между изотопами, которые существовали в период вхождения воды в структуру стекла.

Точка зрения о том, что молекулярная вода может быть только вадозного происхождения, подтверждалась существующими гипотезами о механизме растворения воды в магме. Большинство исследователей считали, что при высоких давлениях и температурах вода входит в структуру расплава только в виде гидроксила. Молекулярная вода, присутствующая в стекле, рассматривалась как вторичная. Эти представления в какой-то степени были подтверждены экспериментально [40, 42]. Но в более поздних исследованиях было показано, что термические характеристики вторично гидратированных стекол и стекол, полученных путем закалки расплава, практически идентичны. На этом основании был сделан вывод о том, что происходит дифференциация  $\text{OH}_n$ -группировок при взаимодействии паров воды и расплава под давлением. Одна часть  $\text{OH}_n$ -группировок входит в расплав в виде гидроксила и вызывает резкое понижение вязкости расплава, другая — вызывает гидратацию силанольных группировок и практически занимает то же положение, что и вода, входящая в твердое стекло при более низких температурах [42]. Эти идеи нашли подтверждение и в последних исследованиях, посвященных поведению воды в силикатных стеклах [98]. Удалось выявить разное соотношение воды и гидроксила в стеклах различного генезиса. Было показано, что в расплаве растворяется пропорциональное количество воды и гидроксила. Но это соотношение выдерживается до общего содержания воды порядка 4–5%. При общем более высоком содержании воды прямо пропорциональная зависимость между  $\text{OH}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  нарушается и происходит резкое возрастание количества  $\text{H}_2\text{O}$ . Особенно это характерно для вторично гидратированных стекол.

Наши исследования показали, что в вулканическом стекле присут-



вуют мостиковый гидроксил и молекулярная вода двух типов [43]. Один тип – это структурная вода, и она связана довольно прочно в структуре стекла, воду второго типа мы назвали подвижной, так как в структуре она связана довольно слабыми связями. Возможность появления того или иного типа в значительной степени зависит и от температуры, при которой вода проникает в стекло или расплав.

Ранее мы показали, что вулканические стекла различаются по содержанию воды. Нами были выделены обсидианы, перлиты постоянного состава, в которых количество воды варьировало от 1–1,5 до 4–5 мас.%, и перлиты переменного состава, в которых содержание воды колебалось от 4–5 до 7–9 мас.%.

Рассмотрим положение воды во всех указанных группах стекла.

**Вода в обсидианах.** Содержание воды в обсидианах обычно составляет 0,15–0,25%. Вода присутствует как в диссоциированной форме, так и в виде молекул  $H_2O$ . Плотная текстура обсидиановых стекол дает возможность проводить съемку ИК-спектров с полированных пластин стандартной толщины (0,030–0,5 мм). Это позволяет анализировать ориентированные препараты и делать количественные сопоставления.

В качестве примера рассмотрим распределение воды в обсидианах из вертикальных разрезов Джраберского экструзива. Ранее мы отмечали, что пластинки были выпилены из образцов в двух плоскостях –  $\alpha$  и  $\beta$  (см. рис. 5).

На спектрах обсидиановых стекол интенсивно проявлены гидроксильные группы. Валентным колебаниям связей O–H в мостиковых гидроксилах соответствуют максимумы поглощения в полосе  $3625\text{ см}^{-1}$ . Размытая форма спектров поглощения в интервале  $3500\text{--}3100\text{ см}^{-1}$  свидетельствует о наличии нескольких групп гидроксильных радикалов и молекул  $H_2O$ , различающихся характером связи с алюмокремнекислородным каркасом.

Гидроксильные группы и молекулы  $H_2O$  ориентированы в стекле относительно флюидальности. Более интенсивное поглощение в пластинках, параллельных плоскости  $\beta$ , показывает, что диполи OH-группировок имеют тенденцию располагаться в этой плоскости. Примечательно, что максимальное количество гидроксильных групп оказалось в обсидианах с глубины 30–40 м. К глубоким частям разреза оно довольно резко уменьшается, а ближе к поверхности постепенно уменьшается по мере увеличения объема пор. Устойчивый эффект в интервале  $2300\text{--}2400\text{ см}^{-1}$  весьма стабилен и не зависит от ориентировки пластинок. Он вызван присутствием  $CO_2$ , который не выявлен химическим анализом. Содержание  $CO_2$  несколько уменьшается с глубиной.

Имеются вулканические структуры, в которых обсидиан является преобладающей разновидностью, например Начикинский экструзив на Камчатке. Характерно, что в обсидиане этого купола  $OH_n$ -группировки, в частности OH-группировки, распределены неравномерно, без видимой закономерности. В одних разновидностях содержание OH составляет 0,08 мас.%, в других – 0,3% или 5 и 17 мол.% соответственно. Причем гидроксил представлен мостиковой разновидностью (полоса поглощения  $3600\text{ см}^{-1}$ ). В обсидиане, содержащем до 0,8 мас.% OH-группировок кроме гидроксила присутствует молекулярная вода. На этом основании можно



выделить гидроксил-обсидиан и водосодержащий обсидиан, причем вода в стекле характеризует магматическую стадию формирования породы.

**Вода в перлите постоянного состава.** Как мы уже отмечали, к перлитам постоянного состава относятся перлиты главным образом пористой разновидности. Среди них выделяются перлиты с относительно низким содержанием воды порядка 1,5–2,5 мас.% и перлиты с высоким содержанием воды – 3,8–4 мас.%. Эта вода в целом характеризуется близкими ИК-спектроскопическими и термическими характеристиками. Рассмотрим более детально положение воды в перлите постоянного состава на примере перлитов Джраберского месторождения.

ИК-спектры перлитов были сняты в лаборатории ИГЕМ АН РАН Т.А. Зиборовой с порошковых препаратов, приготовленных методом суспензий. Съёмка проводилась в диапазоне 400–1800 см<sup>-1</sup> и 3050–4000 см<sup>-1</sup>. В полосе частот 400–1800 см<sup>-1</sup> на фоне основного максимума поглощения 1040 см<sup>-1</sup>, связанного с валентными колебаниями связей  $\geq \text{Si}-\text{O}-\text{Si} \leq$ , обычно выделяется несколько максимумов, вызванных присутствием ОН-групп. Наиболее отчетливо проявлены полосы в интервале 1600–1670 см<sup>-1</sup>. Они связаны с присутствием молекул Н<sub>2</sub>О. Наличие компонент 1610 и 1670 см<sup>-1</sup> отражает различные модификации молекулярной воды. Деформационные колебания связей О–Н в гидроксильных группах приводят к слабому поглощению в области 720–740 см<sup>-1</sup> ("мостиковый" гидроксил) и в полосе 1440–1460 см<sup>-1</sup>, характерной для относительно свободных гидроксильных групп [22].

В области 3050–4000 см<sup>-1</sup> на ИК-спектрах отмечается в результате валентных колебаний О–Н связей от трех до пяти максимумов поглощения. Величина максимумов в диапазоне 3050–3200 см<sup>-1</sup> (валентные колебания) обычно соответствует поглощению 1640 см<sup>-1</sup> (деформационные колебания), поэтому эти максимумы можно уверенно связать с присутствием молекулярной воды. Область 3200–3400 см<sup>-1</sup> характерна для валентных колебаний О–Н, присутствующих в стекле в виде немостиковых гидроксидов (возможно, координирующих катионы). Мостиковые гидроксильные группы вызывают поглощения в области 3600 см<sup>-1</sup>. Раздвоенный сигнал около 1400–1500 см<sup>-1</sup> и наличие дополнительного максимума 3670 см<sup>-1</sup> рядом с обычным 3620 см<sup>-1</sup> вызваны существованием гидроксильных групп с различным расстоянием О–Н. Причиной этому может быть возмущение части гидроксильных радикалов водородной связью или их соединением с Si и Al.

ИК-спектроскопия перлитов выявляет довольно сложную картину распределения ОН-групп в стекле. Установлено существование молекул воды в двух позициях, а гидроксидов в нескольких позициях. Гидроксиды могут быть разделены на мостиковые и немостиковые. Немостиковые гидроксиды отождествляются нами со структурной водой, играющей ведущую роль при вспучивании перлита. Это, по-видимому, отвечает схеме: Si–O–R–OH, где R–Ca, K и др. Мостиковые гидроксиды связывают кремнекислородные и алюмокремнекислородные цепи тетраэдров.

Вне зависимости от пористости перлиты постоянного состава, характеризуются идентичными кривыми нагревания, на которых отсутствуют так называемые низкотемпературные максимумы, проявляющиеся на кривых ДТА и ДТГ в температурном интервале от 80 до 200°C (рис. 6). Главный

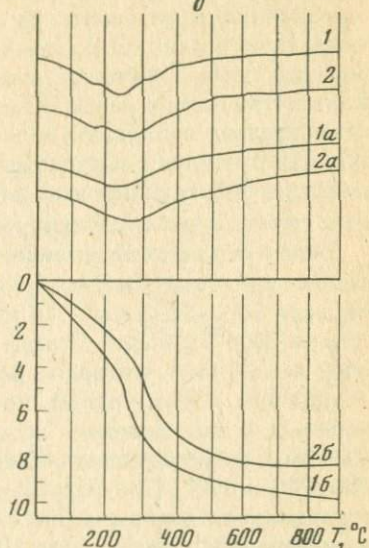
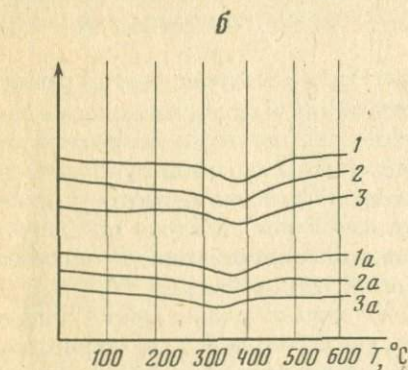
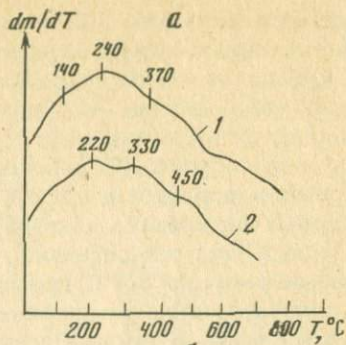
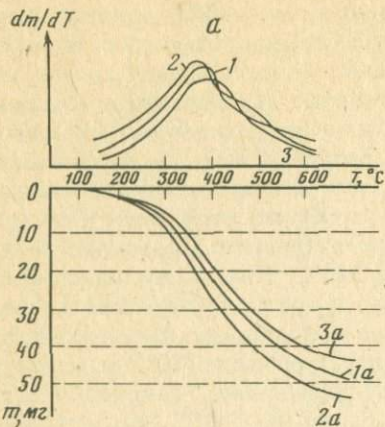


Рис. 6. Термические кривые перлитов постоянного состава из восточной стенки Джраберского карьера

*a* – кривые МДТГ (вверху) и ТГ (внизу); 1, 1а – обр. Ю-4/3в, гл. 22 м; 2, 2а – обр. Ю-4/5г, гл. 5 м; 3, 3а – обр. Ю-4/1г, гл. 50 м; *б* – кривые ДТГ (1–3) и ДТА (1а, 2а, 3а) те же образцы

Рис. 7. Термические кривые перлитов переменного состава

*a* – кривые МДТГ: 1 – обр. 601, р. Левая Яна, Магаданская область, 2 – обр. ДК-4а, руч. Дикий, там же; *б* – кривые нагревания: внизу ТГ (1б, 2б), вверху ДТА (1а, 2а) и ДТГ (1, 2); Обозначения образцов те же, что и для кривых МДТГ

максимум обычно соответствует температуре 360–380°C. Более низкотемпературная область осложняется перегибами, на которых намечаются максимумы при 320–340°C и более слабо выраженный перегиб при 240°C. При температуре выше 380°C также появляются дополнительные перегибы в области температур 420–430°C. На этом основании можно судить о прерывистом выделении воды при нагревании, что, по нашим предположениям, связано с различным положением воды в стекле.

Наиболее четко указанные различия проявляются на кривых МДТГ, полученных методом модифицированного термогравиметрического анали-



за, предложенного Г.О. Пилюном и А.Г. Котловой [55]. Особенность метода заключается в дифференцировании линии ТГ с ЭВМ и построении дифференцированной термогравиметрической кривой МДТГ в специально выбранной системе координат. Это позволяет исключить влияние инерционности регистрирующего блока и существенно повысить разрешающую способность ДТГ-анализа. Синхронный анализ обычных кривых нагревания перлитов и кривых МДТГ позволяет выделить пять температурных интервалов выделения воды, или пять этапов дегидратации. Первый этап относительно низкотемпературный со слабо намеченным максимумом при  $240^{\circ}\text{C}$ , при котором выделяется относительно небольшое количество воды, но не более 10–15% от общего количества выделившейся воды. Второй и третий этап характеризуются довольно четко выраженными максимумами при  $320$  и  $380^{\circ}\text{C}$ . Иногда эти максимумы сливаются в один. В целом для второго и третьего этапа характерно максимальное количество выделившейся воды, порядка 80% от общего количества потери массы. Хотя при температуре выше  $380^{\circ}\text{C}$  выделяется относительно небольшое количество ОН-группировок, на кривой в этой области отчетливо выделяется перегиб около  $480$ – $500^{\circ}\text{C}$ . Это позволяет отделить ОН<sub>n</sub>-группировки, выделяющиеся в этом температурном интервале от более низкотемпературных.

**Вода в перлитах переменного состава.** На ИК-спектрах, снятых с пластинок перлита переменного состава, отчетливо выделяется полоса в интервале  $3000$ – $3200\text{ см}^{-1}$ . По интенсивности ей примерно соответствует полоса  $3400$ – $3500\text{ см}^{-1}$ . Четкие узкие максимумы характеризуют полосы  $3600$  и  $3650\text{ см}^{-1}$ , которые, по нашим представлениям, соответствуют гидроксилам. Нам удалось проследить изменение спектров при нагревании. Для исследования использовались пластинки перлита толщиной  $0,05\text{ мм}$ , с которых снимались спектры после нагревания при  $350$ ,  $400$ ,  $500$ ,  $550$ ,  $720$  и  $800^{\circ}$ . При нагревании до  $350^{\circ}$  спектр меняет свою конфигурацию как в диапазоне  $3000$ – $3200\text{ см}^{-1}$ , так и  $3400\text{ см}^{-1}$ . Характерно, что в интервале волновых чисел  $3000$ – $3200\text{ см}^{-1}$  интенсивность полосы резко уменьшается, в то время как при  $3400\text{ см}^{-1}$  она резко возрастает. Таким образом, можно констатировать явление перераспределения воды в стекле при нагревании [43]. Низкотемпературная вода выделяется из стекла только частично. Остальная ее часть переходит в более высокотемпературную модификацию. После температуры  $380$ – $400^{\circ}\text{C}$  начинается последовательное уменьшение интенсивности полосы  $3400\text{ см}^{-1}$ . Полоса около  $3600\text{ см}^{-1}$  исчезает при  $500$ – $550^{\circ}\text{C}$ . После прокаливания при  $800^{\circ}\text{C}$  остаются слабые полосы поглощения около  $3450$  и  $3600\text{ см}^{-1}$ .

Термические кривые двух образцов перлита указывают на несколько иной характер дегидратации этих разновидностей по сравнению с перлитом постоянного состава. Перлиты относятся к натриевой разновидности (отношение натрия к калию колеблется от 1,7 до 2) и содержат 7,4 и 9 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$  (рис. 7). На кривых ДТГ и МДТГ отчетливо проявляется низкотемпературная вода с максимумами при  $140$  и  $240^{\circ}\text{C}$ . Так же как и в первом случае, выделение воды происходит прерывисто. Нами выделяются пять этапов дегидратации. Низкотемпературная вода выделяется в два этапа. Выделение высокотемпературной воды происходит в один этап, причем в одном случае максимум совпадает с отметкой  $330^{\circ}\text{C}$ , в

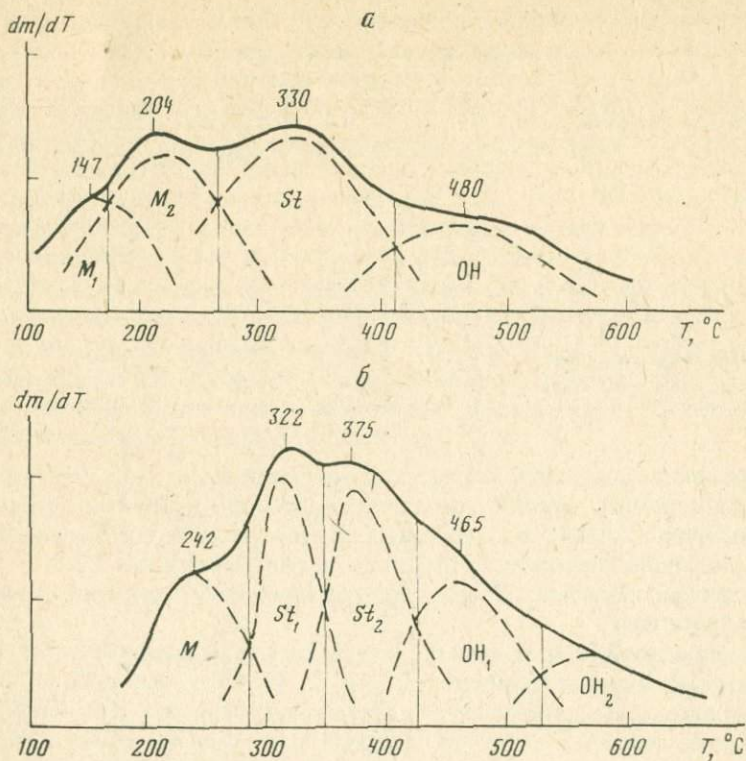


Рис. 8. Обобщенные кривые МДТГ для перлитов  
 а – перлиты переменного состава; б – перлиты постоянного состава (по А.М. Гараеву и В.В. Наседкину)

другом – 370°C. Гидроксил выделяется в температурном интервале от 450 до 850°C в два этапа.

В обобщенном виде, рассматривая перлиты постоянного и переменного составов, можно выделить 4–5 этапов дегидратации перлита. Для удобства сравнения мы выделяем три основных типа ОН-группировок. Воду, выделяющуюся до температуры 250°C, обозначим М ("moving", т.е. подвижная). Вода, которая выделяется в температурном интервале от 250 до 400°C, названа нами структурной St. ОН<sub>n</sub>-группировки, выделяющиеся при температуре выше 400°C, отнесены к гидроксилу, который выделяется из стекла при нагревании обычно в два этапа (рис. 8).

Обобщенные кривые МДТГ перлитов переменного и постоянного составов, т.е. соответственно вторичных и первичных перлитов, имеют весьма существенные различия. В первичных перлитах подвижная вода присутствует в весьма небольшом количестве, порядка 10–15 мас.% от общего количества воды. Количественные соотношения между подвижной водой, структурной водой и гидроксилом можно выразить в виде простого отношения 1:3,5:2. Характерно, что структурная вода и гидроксил неоднородны, т.е. характеризуются различной силой связи с каркасом. Таким



Таблица 4

Технологические свойства перлитов  
постоянного и переменного состава

Группа перлитового сырья	Типы $\text{OH}_n$ -группировок, мол. %			Т, вспучивания, °С	Насыпная плотность для фракции 1,25–2,5 мм, $\text{кг/м}^3$	Стадии обжига
	М	St	ОН			
Перлит постоянного состава	10	80	10	900–1000	30–150	одна
Перлит переменного состава	60	30	10	1000–1150	100–350	две

образом, можно выделить два типа структурной воды и два типа гидроксидов, занимающих, вероятно, различное положение в структуре стекла.

Для перлитов переменного состава, или вторичных перлитов, характерно иное соотношение между  $\text{OH}$ -группировками М:St:ОН как 2:2:1.

Выделенные нами типы  $\text{OH}$ -группировок хорошо согласуются с данными ИК-спектроскопии.

В предложенной нами модели структуры стекла выделенные типы воды занимают различное положение (см. рис. 2). Структурная вода, по-видимому, образует силанольные связи с кремнеземом каркаса. Для нее характерны связи типа  $(4 - n) \text{Si} - n\text{OH}$  или  $(4 - n) \text{Al} - n\text{OH}$ . Возможно образование и изолированных группировок типа  $\text{Si} - (\text{OH})_4$ . Подвижная вода выполняет центральные части пустот, которые являются закономерным элементом структуры стекла как неупорядоченной системы. Пустоты имеют молекулярный размер порядка 10–15 Å. В пустотах подвижная вода может играть двойную роль. С одной стороны, молекулы воды могут координировать катионы: К, Na, Са, с другой – вода может образовывать самостоятельные группировки типа  $n\text{H}_2\text{O}$ , их конфигурация определяется Р-Т-условиями, при которых эти группировки попали в стекло в какой-то конкретный промежуток времени. При этом возможны два типа многогранников:  $\text{R} - \text{H}_2\text{O}$  и  $n\text{H}_2\text{O}$  [53, 69].

Роль гидроксидов двойная: они образуют соединения типа одиночных групп  $\text{Si} - \text{OH}$  или мостики в группировках  $\equiv \text{Si} - \text{O} - \text{H} - \text{O} - \text{S} \equiv$ .

Физико-химические процессы, при которых тот или иной тип воды ассоциирует со стеклом, будут рассмотрены далее.

Механизм перехода подвижной молекулярной воды в структурную можно представить следующим образом. Многогранники типа  $\text{H}_2\text{O}$  могут располагаться в верхней части пустот молекулярного размера, о которых речь шла выше. При нагревании на первой стадии дегидратации такие многогранники могут играть роль пробки, а в самой пустотке или полости возникает некоторое давление водяного пара. Другими словами, образуется своеобразный автоклав. Находящиеся внутри автоклава пары воды могут вступать в реакцию с кремнеземом каркаса по схеме  $\text{Si} - \text{O} - \text{R} + \text{H}_2\text{O} = \text{Si} - \text{O} - \text{H} + \text{R}(\text{OH})$ , т.е. происходит гидратация кремнезема с обра-

зованием силанольных связей, или переход подвижной воды в структурную. Выделенные  $\text{OH}_n$ -группы оказывают влияние на технологические свойства вулканических стекол (табл. 4).

**Газы и другие летучие.** Фтор, хлор и сера присутствуют в стеклах в количестве десятых долей процента. Некоторые сведения об их распределении дает электронная микроскопия в сочетании с микроанализом. Сера и хлор концентрируются внутри микропор. Сера образует тонкие корочки и налеты на поверхности стекла, иногда образуя соединения с Fe, Ni, V. Хлор (совместно с Na и K) находится в составе концентрированных рассолов, заполняющих поры разного размера. Среди твердых минеральных фаз были установлены галит, сильвин и соединения S и Ca [20, 49, 50]. Фтор концентрируется непосредственно в стекле. Совместно с Ca он образует округлые частицы размером 0,5–1 мкм, погруженные в стекловатую матрицу. Извлеченные на реплики отдельные зерна были диагностированы микродифракцией как флюорит.



МАГМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ  
ПЕРЛИТООБРАЗОВАНИЯ

## ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН

Все без исключения месторождения перлита связаны с кислым вулканизмом, который в широких масштабах проявляется на позднеорогенной, посторогенной или эпиплатформенной стадиях развития того или иного региона. Необходимы два главных условия возникновения анатектических кислых магм и последующего вулканизма. Во-первых, существование участков разуплотненной коры или мантии. Плавление плотных массивных пород, не нарушенных процессами дробления, маловероятно или практически невозможно. Процессу анатексиса должен предшествовать тот или иной вариант разуплотнения пород. Второе условие анатексиса при парциальном плавлении заключается в появлении крупных масс магматического материала. Подобное сочетание легче всего реализуется под крупными структурами обрушения, наблюдаемыми нами на поверхности в виде рифтовых структур, грабенов, крупных кальдер. Вышеупомянутые структуры могут являться отражением процессов глубинного обрушения.

В природных условиях намеченная схема может реализовываться следующим образом. Внедрение крупных магматических масс мантийного материала вызывает образование свода и приводит в конечном счете к развитию интенсивного вулканизма, главным образом базальтового. В процессе базальтового вулканизма на поверхность изливаются крупные массы магматического материала, достигающие по объему сотни и тысячи кубических километров. В результате извержений в ядре свода остаются свободные пространства, не заполненные твердым веществом корового или мантийного материала. Через некоторое время, которое может исчисляться сотнями, тысячами или миллионами лет, происходит обрушение свода и в пределах его контура возникает зона разуплотненных пород, которая и подвергается плавлению за счет тепла, сохранившегося в остаточном очаге. При этом происходит образование кислых магм за счет переплавления, главным образом пород обрушившегося свода. В подтверждение рассмотрим некоторые рифтогенные структуры, с которыми связан кислый вулканизм. Кислый вулканизм может проявляться в рифтогенных сводовых поднятиях, возникших на поздне- или посторогенной стадии развития геосинклинальных областей, в эпиплатформенных рифтовых зонах, в зонах рифтогенеза, обрамляющих срединные массивы или связанных с формированием островных дуг. Рассмотрим развитие кислого вулканизма в рифтогенных структурах в этой последовательности (рис. 9).



К рифтогенным структурам этого типа мы относим Закавказье и некоторые регионы Приамурья.

Кислый вулканизм Закавказья и Приамурья в значительной степени связан с рифтогенезом поздне- и посторогенной стадии развития складчатых областей.

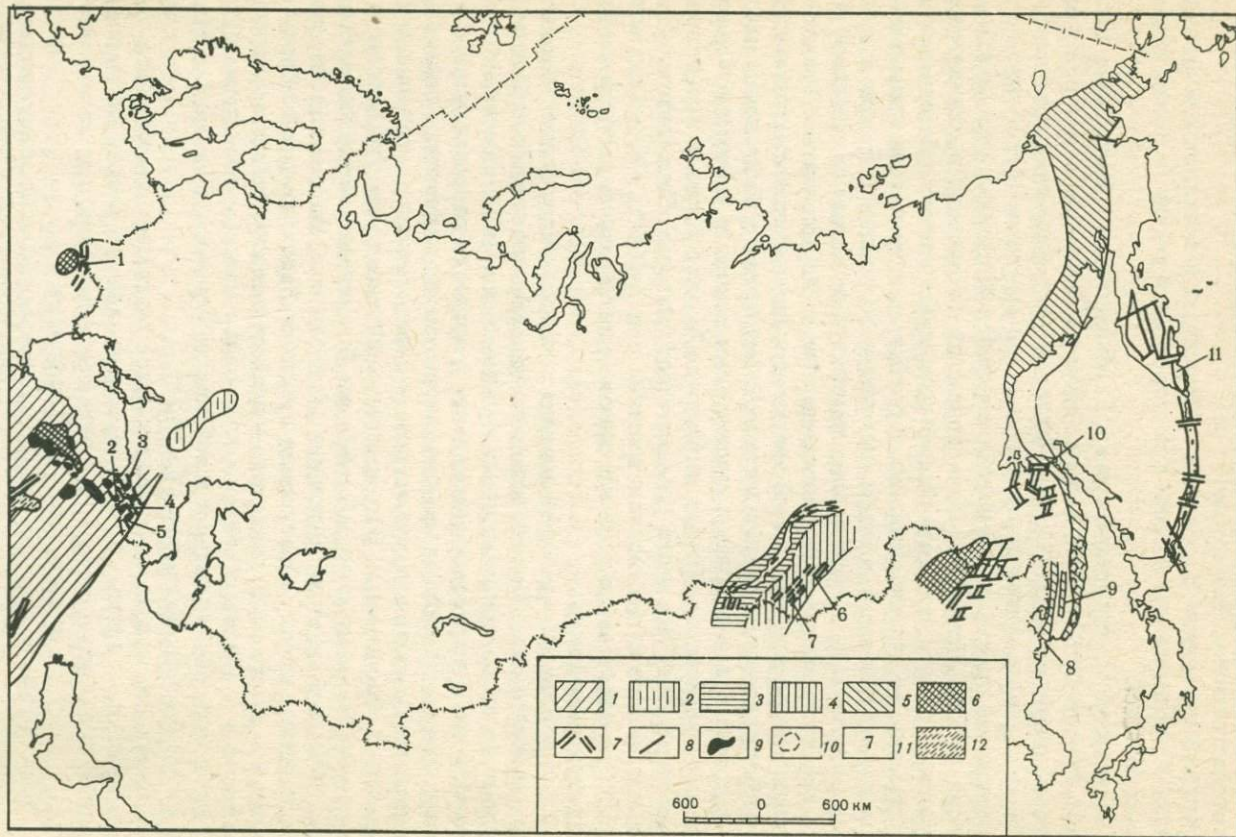
**Закавказье.** По представлениям Е.Е. Милановского, Закавказье представляет систему поднятий, которая является продолжением Афро-Аравийской рифтовой зоны [37, 38]. Интенсивный вулканизм, связанный с развитием рифта, начался в позднем эоцен-миоцене (15–30 млн лет) и продолжался вплоть до плейстоцена (грабен Мертвого моря, вулканический массив Шахба) [6]. В зависимости от состава вулканические образования сменялись в следующей последовательности: базальты–фонолиты–трахиты и пантеллериты. В плейстоцене вулканизм проявился в образовании базальтов, а затем трахитов и фонолитов. В то время как в зоне рифтогенеза в этот период происходили массовые излияния базальтов, на ее северном продолжении начало формироваться Транскавказское поперечное поднятие. В этот период данный участок земной коры представлял зону растяжения, в которую мигрировали базальтовые массы в виде отдельных колонн; в связи с этим возникли поднятия, чередующиеся с грабенами. Хребет нынешнего Малого Кавказа представлял горст (поднятие). На месте Джавахетского нагорья, Гегамского и Арагацкого блоков существовали прогибы или грабены. Опускание этих участков и образование грабенов связано с интенсивным разуплотнением вещества земной коры.

В конце миоцена – начале плиоцена началось общее поднятие земной коры и образование Транскавказского поперечного поднятия. Поднятие было вызвано притоком крупных магматических масс, однако оно происходило не равномерно, а локально, в пределах отдельных вулканических очагов. Общий подъем геоизотерм вызвал интенсивное плавление нижней части разуплотненного слоя и образование палингенных андезитовых и кислых магм. Это привело к интенсивному андезитовому и кислому вулканизму, который, вероятно, был связан с эксплозиями большой силы; в результате последних образовались мощные толщи пирокластических пород, образующих в южном Закавказье вохчаберскую свиту, а в северном Закавказье – годерскую и кисатибскую свиты. С андезитами и дацитами связаны небольшие массивы кислых вулканических пород, обнажающихся в районе сел Хертвиси, Накалакеви, Ничгори и датируемых возрастом в 6 млн лет.

В плиоцене вертикальное перемещение базальтового материала продолжалось и, вероятно, в этот период произошло резкое воздымание данного блока земной коры. Эти явления сопровождались интенсивным базальтовым вулканизмом щелочного характера.

Средний комплекс представлен долеритовыми базальтами и риолитами. На территории южной Грузии и в Армении долеритовые базальты пользуются широким распространением и образуют протяженные потоки и покровы мощностью от 15 до 120 м. Кислые породы представлены





риолитами и перлитами массивов Коюн-Даг (Грузия) и Артени (Армения). Базальтовый вулканизм датируется возрастом 3,5 млн лет [2].

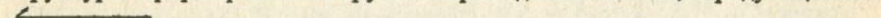
Риолиты Коюн-Дага имеют возраст порядка 2,5 млн лет, а риолиты Артени – 2 млн лет. Возраст риолитов Джраберского района определен в 1,0 млн лет, в то время как возраст риолитов Давагеца составляет 0,5 млн лет. Определения проводились в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН РАН К–Аг методом.

С третьим – четвертичным этапом вулканизма связано образование верхнего комплекса, состоящего из андезитов, андезито-базальтов и дацитов. Возраст этих пород ранне-среднеплейстоценовый. Их состав варьирует от оливиновых базальтов до амфибол-пироксеновых андезитов. Наиболее характерны андезито-базальты, содержащие 55–57%  $\text{SiO}_2$ . В отличие от верхнеплиоценовых долеритов четвертичные андезито-базальты связаны с небольшими вулканическими центрами, приуроченными к разломам второго порядка, обычно оперяющими более крупные тектонические зоны. Вулканические центры представлены главным образом шлаковыми конусами.

К более поздним образованиям относятся средние и кислые эффузивы. Они широко распространены в южной части Закавказья (Армения) и в Грузии (Джавахетия, верхняя часть Самсарского хребта). Наиболее крупным массивом этого возраста в Армении является вулкан Арагац. Лавы этого вулкана датируются верхним плейстоценом, а основание состоит из базальтов. По-видимому, этот вулкан в начальный период развития напоминал щитовой аппарат. На более поздней стадии развития вулканизма в его вершинной части возник дацитовый вулкан.

В развитии дацитового вулканизма значительную роль играли эксплозивные процессы, с которыми оказались связаны игнимбриты и туфы, окружающие кольцевой зоной основание вулканического массива. На северном склоне массива находится широко известное в стране месторождение туфа – Артк.

Проявления позднеорогенного вулканизма образуют поперечную полосу, пересекающую весь кавказский регион. Интенсивность вулканизма достигает совершенно необычной для Альпийского геосинклинального цикла силы извержений. В пределах Транскавказской зоны сосредоточены 37 тыс. км<sup>3</sup> вулканогенных пород, относимых к неоген-четвертичному времени. Вулканогенные породы этого возраста в общей сложности покрывают более 85 тыс. км<sup>2</sup>. В пределах кавказской части зоны рифтогенной структуры сформировались крупные приподнятые блоки, чередующиеся с

  
Рис. 9. Схема, иллюстрирующая связь рифтогенных структур и проявлений кислого вулканизма; составлена В.В. Наседкиным с использованием материалов [21, 28, 36–39, 66]

1 – сводово-глыбовые поднятия в зонах орогенеза и платформы; 2 – неоген-антропогеновые поднятия на участках платформ; 3 – неоген-антропогеновая Байкальская эпиплатформенная рифтовая зона; 4 – юрско-раннемеловая зона мезо-кайнозойского этапа активизации вулкано-тектонической обстановки в Западном Забайкалье; 5 – вулканические пояса восточной окраины азиатского континента; 6 – срединные массивы, наиболее приподнятые участки платформ; 7 – грабени; 8 – разломы; 9 – блоки локальных глыбовых поднятий и связанного с ними кислого вулканизма; 10 – провальные структуры: кальдеры, депрессии; 11 – местоположение кислых комплексов; 12 – современные поднятия. Цифры на карте: 1 – Береговское холмогорье; 2–5 – блоки: 2 – Арагацкий, 3 – Джавахетский, 4 – Гегамский, 5 – Сюникский; 6–11 – комплексы: 6 – холинский, 7 – мухорталинский, 8 – новгородский, 9 – Чугуевский массив, 10 – Белогорский, 11 – Гореловский



грабенообразными зонами опускания; выделяются: на юге зоны Артени-Арагацкий блок, к востоку Гегамский блок и к северу Джавахетский блок. В пределах Артени-Арагацкого блока расположен кислый вулканический комплекс Артени. Гегамский блок в свою очередь разделяется на ряд более мелких блоков, ограниченных тектоническими зонами субмеридионального простиранья. К Гегамскому блоку относятся месторождения Чаренцеван-Джраберской группы, вулканы Атис, Гутансар, кислые вулканические комплексы Спитаксар, Гехасар, Карахач, Давагез, Базенк, Кечалдаг и др. В пределах Джавахетского блока расположены Накалакеви и Параванское (вулканический массив Коюн-Даг) месторождения.

**Приамурье.** В Приамурье выделена Амуро-Охотская рифтогенная зона, начинающаяся за пределами СССР и протягивающаяся далее на северо-восток вдоль среднего течения р. Амур. На широте примерно Комсомольска-на-Амуре она распадается на две ветви – Амгунь-Амурскую и Бурей-Чумиканскую. Амгунь-Амурская ветвь состоит из серии более мелких грабенов (см. рис. 9). Эти грабены пространственно совмещены с локальными минимумами силы тяжести. В грабенах Средне-Амурской части зоны выделяются три этапа осадконакопления: эоцен-олигоценый, миоценовый, плиоценовый. Для грабенов Амгунь-Амурской ветви характерны не только верхняя часть эоцен-олигенового комплекса, но и миоценовый и плиоценовый комплексы. Осадконакопление в грабенах сопровождалось активным вулканизмом. По времени этот этап вулканизма совпадает с вулканизмом Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. В системе грабенов, протягивающихся от устья р. Амгунь, через впадины оз. Орель и Чля до Охотского побережья, выделяется Белогорская кальдера.

Белогорская кальдера вытянута в субширотном направлении. Ее площадь составляет порядка 70 км<sup>2</sup>. Данная вулкано-тектоническая депрессия выполнена вулканиками эоцен-олигенового возраста. В центральной части кальдеры находится экструзивное тело – Белогорский нект. По периферии некта расположен целый ряд вулканических центров, некоторые из которых представлены экструзивными образованиями. Возраст экструзий варьирует от 36 до 40 млн лет. В пределах кальдеры вулканогенные породы претерпели гидротермальные изменения: в центральной части (Белогорский нект) породы превращены во вторичные кварциты, а далее к периферии расположена зона каолинизированных, альбитизированных и глубоко гидратированных перлитов. Внешняя краевая зона представлена практически не измененными эффузивами.

Амуро-Охотская рифтогенная система впервые была выделена Н.Н. Малышевым [14, 21]. По простиранью она протягивается с северо-востока на юго-запад более чем на 1200 км. Южней Белогорской кальдеры расположены аналогичные структуры, содержащие комплексы кислых вулканических пород, среди которых отмечены перлитовые тела, например Бухтянский грабен.



**Забайкальская зона.** Забайкалье относится к юрско-антропогеновой эпиплатформенной рифтовой системе. С рифтогенезом связаны кислый вулканизм и основной вулканизм (см. рис. 9). В пределах Западного и Центрального Забайкалья в ранней-средней юре возникли условия растяжения земной коры. Как следствие интенсивного вулканизма на всей территории возникла целая система сравнительно узких и протяженных грабенообразных впадин восточного и северо-восточного простирания, ограниченных нормальными сбросами. Впадины заполнялись угленосными, а также вулканогенными образованиями. Развитие этой системы впадин продолжалось вплоть до раннего мела и завершилось образованием взбросо-надвигов. В позднем кайнозое дифференцированные движения в этой области возобновились. При этом возникли современные грабены Байкальской рифтовой системы.

На развитие тектоники и вулканизма данного региона важное влияние оказал Джида-Витимский разлом, который возник в конце палеозоя — начале мезозоя. В этот период данная территория разделилась на два тектонических блока: западный и восточный. Западный блок к началу мезозоя был приподнят, восточный блок испытал сильное погружение. Начиная с Т и до конца  $K_1$  наиболее интенсивная вулканическая деятельность была сосредоточена в восточном блоке. Западный блок до палеогена оставался стабильным.

В пределах Западного и Центрального Забайкалья можно выделить два этапа вулcano-тектонической активизации: в среднем и верхнем мезозое и в третичное время. И с тем и с другим этапом связаны рифтообразование и интенсивная вулканическая деятельность. Впадины, расположенные в восточном блоке, можно разделить на два типа: впадины с вулканическим обрамлением и впадины, выполненные тонкообломочным и терригенным осадочным материалом.

Для впадин с вулканическим обрамлением характерна четкая связь с разломами. Большинство этих впадин, как было отмечено выше, являются типичными грабенами. В зависимости от времени образования и состава вулканических пород вулcano-тектонические структуры этого типа можно разделить на две группы. Первая группа — впадины, в пределах которых проявился контрастный вулканизм: от трахибазальта до трахириолита, вторая группа — впадины, для которых характерно проявление трахибазальтового вулканизма. Наибольший интерес представляют впадины, в которых проявился контрастный вулканизм.

Таким образом, вулканизм и тектоника в данном регионе находятся в тесной генетической и пространственной связи.

Нами выделяются три основных интервала вулканической деятельности.

К наиболее древним образованиям периода мезо-кайнозойской активизации относятся вулканические породы, датируемые  $T_3-J_1$ . Так же как и тектоническая деятельность, вулканизм этого возраста наиболее интенсивно проявился в юго-западной части данной территории. В основании свиты залегают трахибазальты и трахиандезиты. Выше по разрезу они сменяются трахириолитами и их пирокластическими аналогами. С ла-



вовыми и пирокластическими породами чередуются туффы, песчаники, песчано-глинистые образования.

Второй временной интервал охватывает верхи нижней юры – низы средней юры. Он характеризуется проявлением трахириолитового и трахибазальтового вулканизма. С вулканическими образованиями ассоциируют осадочные и вулканогенно-осадочные породы, представленные песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами (вулканизм развивался от кислого к основному). Все перечисленные породы объединяются в ичетуйскую свиту. В основании разреза этой свиты залегают туфогенно-осадочные породы, песчаники, конгломераты и витрокластические туфы различной крупности, в том числе и пепловые разновидности. Встречаются также игнимбриты. Выше по разрезу залегает толща трахибазальтов, которые образуют покровы площадью 60–70×20–30 км<sup>2</sup>.

Следующая вспышка контрастного вулканизма произошла в средней-верхней юре (третий интервал вулканизма). Для этого периода характерно развитие трахиандезитового–трахит-трахириолитового вулканизма. Пространственно вулканические образования этого типа несколько смещены к востоку и, как правило, связаны с четко выраженными рифтовыми впадинами: Мухор-Талинской, Хуртейской и др. Средневернеюрский вулканизм начался с извержения лав трахиандезитового состава, затем основной вулканизм сменился трахитовым и далее трахириолитовым. Извержения кислых лав происходили как из одного центра (Холинское месторождение), так и из нескольких центров (Мухор-Талинское месторождение). Характерно, что вулканические центры, как правило, приурочены к зонам разломов, обрамляющих тектонические впадины. Мухор-Талинское и Холинское месторождения являются комплексными перлит-цеолитовыми месторождениями. Запасы перлитов на Мухор-Талинском месторождении достигают 20 млн м<sup>3</sup>, а на Холинском месторождении порядка 10 млн м<sup>3</sup>, запасы цеолитов составляют порядка 15 и 10 млн м<sup>3</sup> соответственно.

Породы трахиандезит-трахириолитовой формации также широко распространены вдоль северного борта Эгито-Индолинского вулкано-тектонического прогиба, в междуречье Уды и Зазы. Трахиандезиты-трахириолиты объединены в единую трахиандезит-трахириолитовую формацию. Породы этой формации, а также ассоциирующие с ними туфы, туфопесчаники, песчаники, конгломераты составляют так называемую удинскую свиту (J<sub>2</sub>–J<sub>3</sub>).

Начиная с верхов верхней юры характер вулканизма резко меняется: контрастный вулканизм сменяется базальтовым субщелочным вулканизмом. Связанные с ним вулканические породы, главным образом трахибазальты, обычно ассоциируют с угленосными отложениями гусино-озерской серии (K<sub>1</sub>). Выделяются две вспышки вулканизма: одна из них, более ранняя, охватывает временной интервал от верхов верхней юры до нижнего мела. Вулканические породы, образовавшиеся в это время, относятся к хилокской свите (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>). Вторая вспышка проявилась несколько позднее, в низах нижнего мела. Породы, связанные с этим интервалом, отнесены к так называемой хисекинской свите (K<sub>1</sub>).

Далее, примерно в течение 100 млн лет вулканическая деятельность на территории Западного Забайкалья не проявлялась. Вулканическая дея-



тельность началась в верхах неогена – низах четвертичного периода. Вулканизмом были охвачены весьма крупные территории на юге и севере Западного Забайкалья. Достоверным признаком молодой вулканической деятельности являются хорошо сохранившиеся вулканические конусы, состоящие из рыхлых пирокластических пород, в частности из вулканического шлака. К подобным образованиям относятся вулканические конусы Тункинской и Окинской впадин, верховьев р. Джиды и вулканические конусы и связанные с ними покровы, образующие Витимское плато.

### *Рифтогенные зоны обрамления средних массивов*

К структурам этого типа относятся прогибы, расположенные на окраине крупных срединных массивов: Закарпатская и Буреинская зоны.

**Закарпатская зона.** В Закарпатской зоне расположен целый ряд месторождений перлита: Береговское (Пеликан), Ардов, Хаеш, Шиной (все в пределах нашей страны), Палхаза (Венгрия), Ястреба Скла (Чехо-Словакия) и др. Все месторождения приурочены к системе впадин, окаймляющих Паннонский кристаллический массив. Эти впадины образуют так называемый Закарпатский прогиб. Прогиб образовался в начале неогена. Опускание линейной зоны земной коры, вероятно, связано с предшествующим весьма интенсивным андезитовым вулканизмом. Андезитовые потоки мощностью 10–80 м, чередующиеся с горизонтами туфов мощностью 15–40 м, вскрыты в пределах Береговского месторождения многочисленными буровыми скважинами. Выше андезитов залегают аргиллиты среднего тортона (5–6 млн лет).

Риолиты, с которыми связаны месторождения перлита, залегают над тортонскими аргиллитами. Они датируются тортон-сарматским временем. В районе, включающем все Береговское холмогорье, выделяются два массива риолитовых пород: Восточный и Западный, которые состоят из серии гор, или куполов, а также отдельных вулканических аппаратов с довольно крупными ответвляющимися потоками.

**Буреинская зона.** Система грабенов расположена вдоль восточной окраины Хингано-Буреинского кристаллического массива. Вулкано-тектонические депрессии возникли в мезозое и были заполнены пресноводно-морскими и континентальными осадками. В нижнемеловое время одновременно с осадконакоплением проявилась мощная вулканическая деятельность. Система грабенов, выполненных эффузивными породами, образует вулканический пояс протяженностью до 500 м. В основании эффузивного комплекса залегают андезиты, выше – андезито-дациты и дациты. Строение комплекса завершается образованием риолитов и риолито-дацитов нижнего мела.

### *Структуры обрушения в зонах вулканических поясов*

Месторождения и проявления перлитов связаны с кислыми вулканидами, которые формировались в завершающие стадии вулканизма в мелу (альбское, турон-компанское время) и палеогене (датское и эоцен-олигоценное время). Вулканические стекла мелового возраста получили



развитие в Западно-Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе (ЗСАВП) на севере Приморья и в Южно-Приморской вулканической зоне. Стекла палеогенового возраста локализованы главным образом в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, Центральной Сихотэ-Алинской вулканической зоны и отчасти на южном окончании ЗСАВП. Наибольшее число месторождений и проявлений перлитов Приморья имеет датский возраст и связано с вулканитами богопольского комплекса.

В работах Г.М. Фремда и В.И. Рыбалко (1972, 1976 гг.) показано, что в строении вулканических поясов и зон принимают широкое участие крупные вулканотектонические структуры. Среди этих структур выделяются вулканотектонические депрессии и кальдеры проседания, к которым тяготеют месторождения и проявления вулканических стекол. Образование вулканотектонических депрессий связывается с погружением блоков складчатого фундамента и сопровождается мощными эксплозиями и излияниями лав. Депрессии, как правило, имеют удлиненную форму: по ширине 10–20 км и по длине 30–40 км. Лавы встречаются главным образом по периферии депрессий в зонах разломов, ограничивающих эти депрессии. Вдоль разломов располагаются экструзивные купола и связанные с ними тела вулканических стекол (Нежданковское, Чащеватое и Чугуевское месторождения). Реже проявления вулканических стекол встречаются в центральных частях депрессий, где они связаны со стратовулканами. Кальдеры проседания – структуры, возникающие в результате прогибания кровли близлежащих магматических очагов. Форма кальдер проседания обычно округлая. Размеры кальдер значительны, но в целом уступают размерам депрессий. В центральных частях кальдер находится или один или несколько экструзивных куполов, среди которых довольно часто встречаются тела вулканических стекол (Богопольское, Брусилловское, Крутое, Новгородское и другие месторождения). Реже стекла входят в состав риолитовых экструзивов, расположенных ближе к краевым частям кальдер.

### *Рифтогенные зоны островных дуг*

Типизация тектонических структур и связанных с ними проявлений вулканизма позволила вслед за некоторыми исследователями рассматривать Курило-Камчатскую островную дугу как эпиорогенную рифтовую зону (Святловский, 1988 г., В.В. Ермаков, И.В. Мелекесцев, 1988 г.).

Курило-Камчатская островная дуга в выделяемых нами границах протягивается с севера на юг примерно на 2000 км. В пределах этой дуги выделяются шесть блоков, разделенных поперечными впадинами типа грабенов (с севера на юг): Центрально-Восточно-Камчатский, Парамушир-Южно-Камчатский, Онекотанский, Симуширский, Урупский и Кунашир-Итурупский. Каждый из выделенных блоков является поднятием, в пределах которого развивались кальдеры и грабен-синклинальные структуры различных порядков, составившие эпиорогенную рифтовую систему. Грабен-синклинальные структуры имеют довольно значительную протяженность и контролируют проявления палеоцен-современного вулканизма.

Парамушир-Южно-Камчатский блок выделяется нами несколько услов-



но. Предыдущими исследованиями он выделен как Южно-Камчатский блок на территории от р. Карымчина на севере до мыса Лопатка на юге. Большинство исследователей, изучавших этот регион, считают, что о-в Парамушир как по строению, так и по составу слагающих его пород сходен с югом Камчатского полуострова. Данные геофизики также позволяют объединить Парамушир с Южно-Камчатским регионом. Южно-Камчатский блок состоит из серии более мелких структур (с севера на юг): кальдера вулкан Горелый, кальдера вулкан Ксудач, кальдера вулкан Желтовский, кальдера Курильское озеро, Паужетская вулканотектоническая депрессия, вулканы Камбальный и Кошелева. Кальдерообразованию обычно предшествовал интенсивный базальтовый вулканизм, связанный с крупными вулканическими аппаратами центрального типа. Состав базальтов отличается низкой щелочностью и особенно низким содержанием калия. Интенсивный базальтовый вулканизм завершился образованием кальдер. Диаметры кальдер всех вулканов близки по размерам и составляют порядка 8–12 км. После завершения кальдерообразования первого этапа имел место интенсивный эксплозивный вулканизм. В северной части структуры с мощными эксплозиями связаны крупные пирокластические потоки протяженностью 8–10 км. Пемзовый вулканизм в этом случае имеет относительно слабое развитие (кальдера вулкан Горелый). На юге Камчатки (кальдеры Ксудач, Желтовский, Курильское озеро) эксплозивная деятельность сопровождалась огромными выбросами пемзовой пирокластики. Наиболее крупные залежи пемзы сконцентрированы в окрестностях кальдеры Курильское озеро.

На о-ве Онекотан известны две крупные кальдеры обрушения: Немо и Тао-Русыр, на о-ве Симушир находятся также две сложные кальдеры: Заварицкого и Броутона. Имеются крупные кальдеры на островах Итуруп и Кунашир.

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Итак магмообразование может происходить при различных условиях: может быть связано с эпиконтинентальным рифтогенезом, с рифтогенезом в зонах островных дуг и со структурами типа кальдер. Для каждого из рассмотренных условий характерны специфические черты магмообразования. Одной из главных особенностей магмообразования, связанного с рифтогенезом и кальдерами, является образование зон обрушения. В результате обрушения в пределы области повышенных температур, существующих непосредственно над вулканическим очагом, тем или иным способом, главным образом за счет проседания кровли очага, вводится значительный объем горных пород, которые и подвергаются частичному плавлению.

### *Магмообразование в зонах эпиконтинентального рифтогенеза*

Природной моделью вулканических очагов, связанных с эпиконтинентальными рифтогенными структурами, являются вулканические очаги Транскавказской и Забайкальской рифтогенных зон. Рассмотрим возможные условия магмообразования, присущие эпиконтинентальным



рифтогенным структурам, на примере Транскавказской рифтовой зоны [38].

По геофизическим данным, предполагаемая мощность коры в этом регионе составляет 30–40 км. Породы коры в районе развития вулканических аппаратов Арагацкого и Гегамского блоков характеризуются следующей последовательностью.

Наиболее древние породы на территории Армении (Цахкуняцкий хребет, район сел. Арташат) представлены кварцево-слюдистыми мигматизированными сланцами, хлорит-роговообманковыми, хлорит-эпидотовыми сланцами, амфиболитами. Метаморфические породы прорваны более поздними палеозойскими гранитоидами, образующими тела батолитового типа. Общая мощность докембрийских пород достигает 6 км. Палеозойские породы силур–пермь представлены (снизу вверх): филлитовидными графитоносными сланцами, песчано-мергелистыми породами, глинисто-карбонатными породами, известняками, мергелями. Мощность порядка 5–6 км. Мезозойские образования состоят из доломитов, битуминозных песчаников, осадочно-вулканогенных образований, известковистых туфопесчаников, туфопесчаников, карбонатных пород, диабазов. Мощность 5–6 км. Породы палеогена имеют сравнительно ограниченное распространение. Разрез представлен карбонатно-песчаными образованиями, туффитами, порфиритами, кварцевыми порфирами. Неогеновые породы представлены песчано-глинистыми отложениями с линзами каменной соли и гипса, вулканогенными породами (туфы, андезиты, андезито-дациты), долеритами. Мощность палеоген-неогеновых образований составляет около 4 км. Антропогеновые отложения состоят из лав и туфов. Среди неогеновых пород широко развиты интрузивные образования: щелочные снениты, диориты, кварцевые диориты. Мощность коры варьирует от 40 до 55 км, причем мощность сиалической ее части составляет 20–25 км. Характерно ступенчатое строение поверхности Мохоровичича с амплитудой смещения 10–14 км [4, 16].

В изучаемых вулканических стеклах – перлитах и обсидианах – встречены многочисленные включения (ксенолиты) глубинных пород. Ксенолиты представлены главным образом диоритами и кварцевыми диоритами, встречаются также гнейсы и кристаллические сланцы. Наибольшее количество ксенолитов обнаружено в перлитах потоков комплекса Артени и Джраберских экструзивов. Содержание ксенолитов в лавах колеблется от 0,001 до 0,01% объема породы, распределены они довольно равномерно. Размер ксенолитов от 1–2 до 40–50 мм. Ксенолиты нами были разделены на два типа. К первому типу были отнесены ксенолиты изверженных пород, в которых отмечались признаки плавления и перекристаллизации. Плавление имело место главным образом на контакте зерен различного состава: кварца и щелочного полевого шпата, кварца и плагиоклаза, однако наблюдалось и инконгруэнтное плавление с образованием новой фазы. Параллельно с плавлением происходит перекристаллизация пород. Новообразованными фазами являются биотит, плагиоклаз, в меньшей степени амфибол и кислый расплав.

На основании сопоставления ксенолитов, находящихся на различной стадии изменения (перекристаллизация и плавление), было установлено, что конечным продуктом этих процессов является образование своеобраз-



Таблица 5

Фазовый состав (в мас. %) перекристаллизованных пород

Фаза	Среднее количество из 20 образцов	Фаза	Среднее количество из 20 образцов
Плагиоклаз ( $A_{133-38}$ )	29	Ромбический пироксен	1,5
Биотит	19		
Амфибол	23	Моноклинный пироксен	Ед. зерна
Титаномагнетит	7	Стекло	27

разной породы, которая в виде каплеобразных выделений содержит кислое стекло, по составу значительно отличающееся от состава исходной породы (табл. 5).

Минеральные агрегаты обнаруживают решетчатую структуру. Они состоят из перекрещивающихся пластинчатых кристаллов плагиоклаза, амфибола и биотита, расположенных таким образом, что между ними остаются сферические пространства, заполненные кислым стеклом. Состав стекла риолитовый (мас. %):  $SiO_2$  – 73,6–74,8,  $Al_2O_3$  – 13,2–13,7,  $FeO$  – 0,92–1,07,  $MgO$  – 0,22;  $CaO$  – 0,74–0,96,  $Na_2O$  – 3,78–4,73,  $K_2O$  – 4,22–4,46,  $H_2O$  – 1,72–3,14. Аналогичный состав имеют перлиты и обсидианы, в которых заключены ксенолиты.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы размером 0,01–0,1 мм. Его состав соответствует андезину ( $A_{133-35}$ ,  $N_g$  – 1,5551;  $N_p$  – 1,548 ± 0,002), изредка в некоторых разновидностях ксенолитов присутствует более основной плагиоклаз ( $A_{138}$ ). Характерно, что в ксенолитах, содержащих повышенное количество амфибола, присутствуют плагиоклазы более основного состава.

Биотит представлен игольчатыми кристаллами длиной 0,1–0,7 мм. Имеет высокую железистость, соответствующую лепидомелан-анниту ( $N_m$  = 1,684–1,687).

Амфибол присутствует в виде игольчатых и призматических зерен, достигающих 0,3–1 мм по длинной оси. Окраска темно-бурая по  $N_g$  и желтовато-бурая по  $N_p$ . В некоторых случаях амфибол группируется в агрегаты, окаймляющие ксенолиты по периферии. Рудный минерал представлен изометричными зёрнами размером 0,01 мм, которые выполняют пространство между темноцветными минералами и плагиоклазом. Сравнительно редко встречаются апатит и ромбический пироксен.

Вулканическое стекло выполняет свободное пространство между кристаллами, но чаще оно образует каплевидные включения, к очертанию которых приспособляются минеральные агрегаты. Стекло совершенно бесцветно, иногда содержит мелкие поры. ( $N$  = 1,500–1,504 ± 0,002).

Изучение большого числа ксенолитов позволило выделить два парагенезиса: а) плагиоклаз ( $A_{133}$ ) + биотит + стекло ( $H_2O$  – 2,5–3%); б) плагиоклаз ( $A_{136-38}$ ) + амфибол + стекло ( $H_2O$  – 1,5–2%).

Встречаются также промежуточные парагенезисы. Повсеместное на-



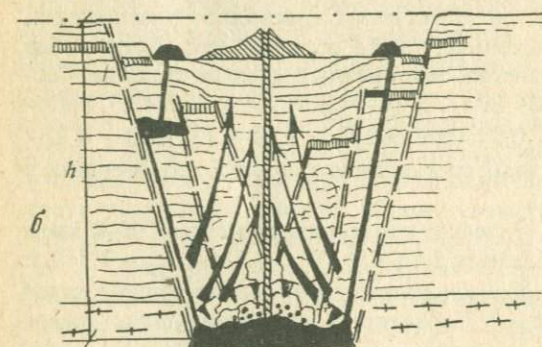
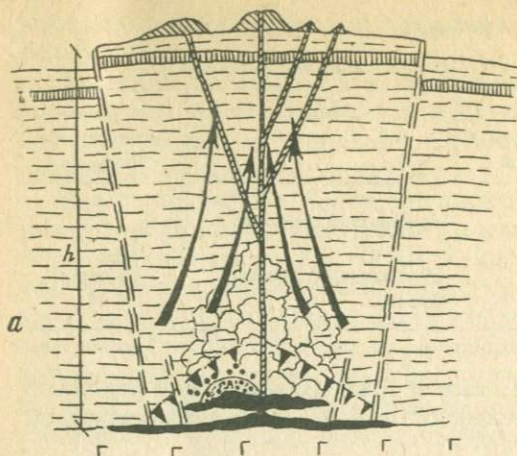
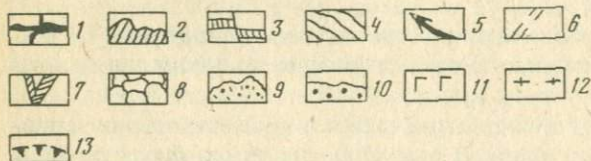


Рис. 10. Схематические модели (а и б) магмообразования в зонах глубинного обрушения; составил В.В. Наседкин

а – в приподнятых блоках с мощной корой, б – на средних и небольших глубинах сопровождается поверхностным обрушением; 1 – магма; 2 – вулканическая постройка; 3 – маркирующий горизонт; 4 – вулканогенно-осадочная толща; 5 – положение возможных зон растяжения, возникших после обрушения; 6 – зоны и трещины сдвига; 7 – магмоподводящие каналы; 8 – породы, затронутые деформациями обрушения; 9 – анатектическая магма; 10 – зона анатексиса; 11 – породы мантии; 12 – породы базальтового слоя; 13 – зона обрушения



хождение измененных ксенолитов гранитоидных пород в позднекайнозойских риолитах Гегамского нагорья и комплекса Артени может служить косвенным доказательством анатектического происхождения кислых магм данной части Транскавказского рифтогенного пояса. Процесс анатектического плавления пород коры мы связываем с определенной стадией развития рифтовой зоны. После извержения базальтовых магм возможно возникновение крупных резервуаров или полостей весьма крупных размеров до нескольких километров или даже десятков километров в одном измерении, например, вдоль тектонической зоны. По-видимому, как мы неоднократно подчеркивали, с обрушениями сводовой части этих полостей связаны проседание блоков земной коры и образование рифтов.



После обрушения породы кровли очага попадают в зону геотермического поля с повышенной температурой и начинается анатексис этих пород. Процесс анатексиса, по нашим предположениям, может захватывать значительные объемы разуплотненных пород, расположенных непосредственно над зоной интенсивного обрушения (рис. 10).

Экспериментальные данные показали, что парагенезис биотит + кислый плагиоклаз образуется в том случае, если в системе присутствует 3 мас. %  $H_2O$  и более. При этом образуются расплавы, содержащие порядка 3–3,5 мас. %  $H_2O$ . Образование биотита в системе возможно и при более низких содержаниях воды, но при этом образуются специфические полиморфные модификации биотита.

Формирование крупных вулканических очагов кислых расплавов происходит в результате отжимания капелек расплава и накопления его в верхней части очага. При этом реликты матрицы, от которой отделяется расплав, могут быть захвачены расплавом в виде включений, сохраняться длительное время и быть вынесенным на поверхность при извержении. Наличие среди ксенолитов гнейсов и кристаллических сланцев заставляет предположить, что очаги значительной части кислых вулканов формировались на весьма значительных глубинах, в пределах толщи докембрийских пород. Высокая щелочность расплавов свидетельствует о том, что плавлению предшествовал этап накопления щелочей под влиянием флюидов, отделившихся от базальтовой магмы, также характеризующейся довольно высокой щелочностью.

#### *Магмообразование в островодужных зонах*

Парагенезис плагиоклаз + амфибол, судя по экспериментальным данным, может возникнуть при меньшем содержании воды в системе, чем парагенезис плагиоклаз + биотит. С ассоциацией плагиоклаз + амфибол обычно соседствует расплав, содержащий от 1,5 до 2%  $H_2O$ . При этом анатексис, по всей вероятности, протекает на меньших глубинах. Возможно изменение и состава толщ, подвергающихся анатектическому плавлению (см. рис. 10). Ксенолиты решетчатого строения, состоящие из плагиоклаза ( $An_{36-40}$ ) и амфибола, мы наблюдали в кислых лавах Камчатки: кальдера вулкана Горелый, Алнейский массив и др.

Во многих районах Камчатско-Курильской островной дуги (главным образом там, где довольно интенсивно проявился кислый вулканизм) встречаются своеобразные породы, в которых плагиоклаз, представленный анортитом, является главным компонентом. На юге Камчатки и Курильских островах анортитсодержащие породы ассоциируют с рыхлыми пирокластическими породами, состав которых варьирует от андезитодацита до риолита. В большинстве случаев эти породы имеют вид вулканических бомб. Размер бомб колеблется от 1–2 до 25–45 см, редко они достигают 1 м в поперечнике. По минеральному составу бомбы неоднородны. Выделяются лейкократовые, мезократовые и меланократовые разновидности. Присутствуют: анортит, оливин, пироксен и шпинель. Выделенные разновидности характеризуются различным сочетанием названных минералов. Характерное содержание анортита для



лейкократовых разновидностей составляет 70–95%, для мезократовых – 50–70%, а меланократовых – менее 50%. Соответственно варьируют содержания остальных компонентов. Из цветных минералов в лейкократовых разновидностях присутствует в основном оливин. Кроме перечисленных минералов все разновидности анортитсодержащих пород содержат стекло, состав которого варьирует от андезито-дацита и дацита до риолита.

Рассмотрим более подробно одну из разновидностей анортитовых пород, содержащую кислое стекло (табл. 6). Порода представляет собой гигантозернистый агрегат анортита с размером зерен от 0,5 до 35 мм. Содержание анортита в породе варьирует от 85 до 90%. Для зерен анортита характерно наличие многочисленных расплавных включений размером от 0,01 до 0,1 мм. Включения или равномерно насыщают зерно, или локализируются в его внутренних частях, закономерно распределяясь вдоль двойниковых полос. Ритмично повторяющиеся полосы не содержат включений, в то время как соседние с ними двойниковые полосы буквально переполнены включениями. Преобладают включения в 0,01 мм. Наиболее крупные включения приурочены к плоскостям спайности или границам двойников. На этом основании можно сделать вывод, что двойники относятся к двойникам роста. Содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе равно 95%. Вторым по распространенности минералом является оливин, представленный хризолитом (табл. 6). Зерна оливина варьируют от десятых долей миллиметра до 5 мм. Оливин представлен округлыми зернами, которые или включены в плагиоклаз или располагаются между зернами плагиоклаза. Встречаются также единичные зерна пироксена, представленного кальциево-магнезиальной разновидностью. Между крупными кристаллами анортита встречаются включения темно-серого стекла. Размер этих включений составляет 0,1–10 мм. Включения стекла представлены типичными интерстициальными образованиями. Стекло имеет пористое строение. В большинстве случаев оно частично раскристаллизовано. Кристаллы представлены перекрещивающимися игольчатыми выделениями пироксена, между которыми сохраняется кислое стекло, совершенно бесцветное с показателем преломления  $< 1,505$ . Общий состав включений соответствует андезито-дациту. Состав кислого стекла близок дациту.

Характер кристаллизации интерстициальных включений близок такому окружных включений. Кроме пироксена в некоторых местах включений присутствует рудная фаза. В одном из включений Р.В. Боярской и А.Р. Грошенко был обнаружен самородный алюминий. Он представляет собой дендритовидный агрегат длиной 1,3 мм, состоящий из двух сросшихся стержневидных образований или стерженьков толщиной 0,1–0,2 мм с бугристо-кавернозной поверхностью. Внутренняя часть стерженька представлена металлическим алюминием. Поверхность покрыта корочкой, представляющей полиминеральный агрегат. Из алюминия методом утонения был изготовлен препарат для электронно-микроскопического исследования. Принадлежность внутренней части стерженька к алюминию была подтверждена химическим составом (энергодисперсионный спектр) и микродифракцией. Дифракционные картины свидетельствуют о моно- и поликристаллическом строении алюминиевого выделения. Можно пред-



Таблица 6

Химический состав (в мас. %) лейкократовой анортитовой породы и слагающих ее минералов

Окисел					Окисел				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	43,38	43,31	38,00	49,10	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	1,00	Na <sub>2</sub> O	1,05	0,67	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,06	34,93	-	4,30	K <sub>2</sub> O	0,14	-	-	-
MnO	0,06	-	0,40	0,12	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,47
MgO	7,68	-	41,40	18,90	H <sub>2</sub> O	0,10	-	-	-
CaO	15,03	19,38	0,16	22,80	Сумма	99,71	98,83	99,86	102,79
FeO	2,55	0,54	19,90	6,10					

1 - оливин-анортитовая порода; 2 - анортит; 3 - оливин; 4 - пироксен.

положить, что алюминиевые стерженьки представляют собой мозаичные монокристаллы, так как при прокатке образца произошла разориентация отдельных участков первичного кристалла.

Корочка, покрывающая дендрит, состоит в основном из анатаза с примесью ленидокрокита, в меньшем количестве присутствуют калиево-натриевый полевоый шпат и галит.

Оливин-анортитовые бомбы пространственно и во времени ассоциируют с андезит-дацитовыми пемзами. Например, объем выброшенного андезит-дацитового пемзового материала в районе вулкана Ксудач составляет десятки тысяч кубических метров. В окрестностях вулкана Ильинский объем андезит-дацитовых пемз составляет несколько большее количество и, вероятно, достигает сотен тысяч кубических метров. Объем существенно анортитовых включений значительно меньше и, по-видимому, не превышает нескольких тысяч кубических метров.

Низкокальцевые андезит-дациты наследуют петрохимические черты более ранних базальтов. Образование базальтов, как правило, предшествует образованию андезит-дацитов и ассоциирующихся с ними анортитовых включений. Поэтому можно предположить, что именно низкокальцевые базальты явились исходным материалом для образования андезит-дацитов и более кислых образований. Возможно два механизма генезиса андезит-дацитов: в результате кристаллизационной дифференциации и в результате парциального плавления. При кристаллизационной дифференциации первым кристаллизовался оливин, затем анортит и последним - пироксен. В остатке мы получили кислый расплав.

Кроме кристаллизационной дифференциации можно предположить и другой механизм образования андезит-дацитов и дацитов, а именно - путем парциального плавления базальта. При этом следует исходить из положения о том, что и пироксен и плагиоклаз базальтов представляют твердые растворы и состоят из ламеллей. Плагиоклаз состоит из ламеллей анортита и альбита, а пироксен - из ламеллей авгита и пижонита. При некоторой температуре, вероятно соответствующей температуре котектики альбит-кальциевый пироксен, возможно выплавление альбита и



некоторого количества кальциевого пироксена. За счет этих компонентов может формироваться расплав различной кислотности. Однако всем расплавам будут соответствовать низкие содержания калия и высокие — кальция и железа. Оставшиеся в твердом состоянии анортит и магнетизально-железистый пироксен перекристаллизуются в крупные кристаллы анортита, пироксена и оливина.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Эксперименты по моделированию процессов магнообразования осуществлялись в режиме подхода снизу и сверху. Подход снизу означает повышение температуры до заданного уровня и выдержку при определенной температуре в течение длительного времени. Сопоставляя результаты экспериментов при различных температурах, мы тем самым получаем возможность моделировать процессы магнообразования при частичном плавлении той или иной породы. Показателем условий эволюции магмы являются минералы-вкрапленники. Поэтому рассмотрение кристаллизации расплавов различного состава в субликвидусной зоне весьма важно для выделения минеральных парагенезисов и определения условий их появления. При подходе сверху образец доводился до полного плавления, затем резко охлаждался до заданной температуры и выдерживался при этой температуре длительное время. Подходом сверху моделировался процесс кристаллизационной дифференциации и формирования остаточного расплава.

Для экспериментов использовался аппарат типа поршень-цилиндр. Образец имел вид порошка горной породы с размером зерен 0,1 мм и менее. Он помещался в платиновую или золотую ампулу диаметром 3 мм и длиной 6–8 мм. В ампулу вместе с порошком добавлялось необходимое количество воды. Герметизация ампулы проводилась при помощи электросварки. Время эксперимента составляло 7 часов. Закалка производилась отключением тока. При этом температура понижалась до 200°C за 1 мин. Содержание воды в экспериментах составляло 3 и 9% воды. Точность определения температуры  $\pm 5^\circ\text{C}$ , точность определения  $\pm 1$  кбар.

### *Система базальт–вода*

В соответствии с современными представлениями о строении Земли, базальты образуют значительную часть земной коры и могут подвергаться частичному плавлению, поэтому они играют существенную роль в процессах анатектического магнообразования. Значительная часть исследователей связывает образование кислых магм с процессами дифференциации базальтовой магмы при ее кристаллизации. В свете сказанного базальтовое вещество в том или ином виде может рассматриваться как источник кислой магмы. Для изучения особенностей эволюции базальтового вещества мы взяли базальт из современного лавового потока, излившегося в октябре 1976 г. из трещины в основании шлакового конуса Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского

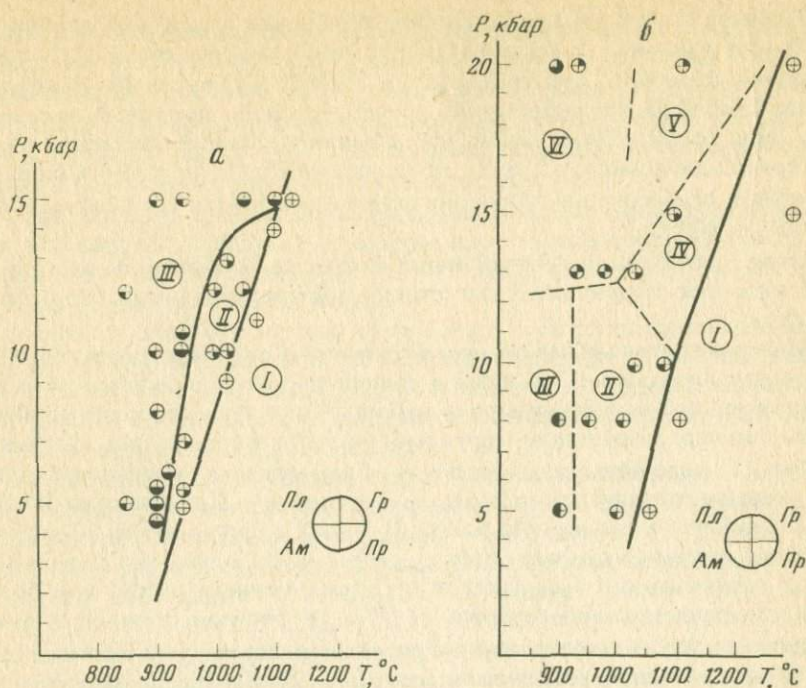


Рис. 11. P-T диаграммы системы базальт-вода

*a* – система базальт. – 9% H<sub>2</sub>O. I–III – поля устойчивости фаз: I – расплава, II – пироксена, III – амфибола; *б* – система базальт – 3% H<sub>2</sub>O. I–VI – поля устойчивости фаз: I – расплава, II – амфибола. III – плагиоклаза и амфибола; IV – пироксена, V – граната, VI – граната и амфибола

извержения. Для базальта характерно порфировое строение. Вкрапленники представлены ромбическим и моноклинным пироксенами, оливином и плагиоклазом. Общее содержание вкрапленников не превышает 10 объемн. %. Остальные 90% составляет стекло. По химическому составу базальт может быть отнесен к высокоглиноземистой разновидности, характерной для лав Южного прорыва.

Температура лавы на поверхности во время извержения составляла 1200–1250°C. По содержанию глинозема, кремнезема и щелочей выбранный базальт, как было отмечено, относится к глиноземистой разновидности (в мас. %): SiO<sub>2</sub> – 50,92, TiO<sub>2</sub> – 1,41, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 17,26, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,89, FeO – 7,67, MnO – 0,17, MgO – 4,6, CaO – 8,49, Na<sub>2</sub>O – 3,34, K<sub>2</sub>O – 1,93, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> – не обн., H<sub>2</sub>O<sup>–</sup> – не обн., CO<sub>2</sub> – 0,66, Cl – не обн., (O=F<sub>2</sub>) – 0,01, сумма – 100,33.

**Базальт – 9% H<sub>2</sub>O.** Для системы базальт–9% H<sub>2</sub>O было проведено более 50 опытов. Данные об условиях экспериментов приведены на рис. 11, *a*. По этим результатам построена линия ликвидуса и намечены границы полей кристаллизации основных фаз. Границы полей устойчивости I–III нами рассмотрены как предварительные, так как экспериментальное изучение базальта продолжается.



Линия ликвидуса. Полное плавление в системе базальт–9%  $H_2O$  при давлении 5 кбар наступает при температуре  $975^\circ C$ , а при давлении 15 кбар – при температуре  $1120^\circ C$ . В области 10–11 кбар на кривой наблюдается небольшой перегиб, вероятно связанный со сменой фаз при температуре ликвидуса. Средний угловой коэффициент в интервале давлений от 5 до 11 кбар составляет  $\Delta t/\Delta p = 16,0^\circ C/\text{кбар}$ . В линейном приближении линия ликвидуса описывается уравнением  $T^\circ C = 16,0 \cdot P_{\text{кб}} + 900^\circ C$ .

Поле I расположено правой линии ликвидуса. В образце из этого поля наблюдаются следующие фазы: стекло, минерализованный пар и фазы закалки.

Минерализованный пар обычно локализуется в крупных порах, которые занимают иногда до 1/3 ампулы и концентрируются в ее верхней части. Иногда вместо одного пузырька наблюдаются два. Наиболее крупные поры с минерализованным паром наблюдаются в опытах при давлении 5 кбар. По мере повышения давления объем пузырька уменьшается, также уменьшается и объем минерализованного пара. При давлении 10 кбар объем пузырька весьма небольшой (0,05 мм), а при давлении 13 кбар он исчезает совсем. Этот факт говорит, скорее всего, о том, что до давления 12–13 кбар базальтовый расплав был насыщенным водой, при более высоком давлении при содержании 9%  $H_2O$  расплав становится ненасыщенным. Кроме крупных пор в расплаве присутствуют мелкие поры, которые равномерно рассеяны по всему объему образца. Размер этих пор 0,01–0,005 мм и их следует относить к фазам закалки. При давлении выше 10 кбар стекло окристаллизовано. Фазы закалки представлены тончайшими чешуйками слюды.

Поля кристаллизации. Для поля II характерны четыре фазы: пироксен + амфибол + стекло + минерализованный пар. В интервале давлений от 5 до 10 кбар пироксен кристаллизуется несколько раньше амфибола с разницей в 10–15 $^\circ C$ . Затем они кристаллизуются совместно. После одиночной кристаллизации пироксена с возрастанием давления до 10 кбар и выше несколько расширяется. При давлении 15 кбар ликвидусной фазой становится амфибол. В поле III при  $P > 10$  кбар в большинстве случаев кристаллизуется моноклинный пироксен, только в некоторых опытах вблизи линии ликвидуса появляется ромбический пироксен.

Для поля II характерна кристаллизация амфибола. При давлении 5 кбар кристаллизация амфибола начинается при  $940^\circ$ . До давления 10 кбар граница между полями II и III проходит вертикально, а затем при давлении 10 кбар эта граница уходит в область высоких температур, т.е. поле кристаллизации амфибола расширяется. Понижение температуры приводит к увеличению количества амфибола, и при температуре ниже  $870^\circ C$  из-за кристаллизации амфибола образуется ассоциация, характерная для амфиболового габбро или амфиболита.

Описание фаз. К наиболее высокотемпературным фазам относятся пироксен. Нами были синтезированы пироксены в широком диапазоне давлений (6–15 кбар) и температур (920–1100 $^\circ C$ ). Сопоставление состава пироксенов, полученных при различных условиях, показало, что



во всех случаях кристаллизуется авгит, содержащий до 18–19 мас. % СаО. Содержание СаО и MgO практически не зависит от давления. Наиболее значительные колебания наблюдаются в содержании  $Al_2O_3$  – от 5,00 до 9,21%. По-видимому, основным параметром, регулирующим количество  $Al_2O_3$ , является температура. Наблюдается тенденция увеличения содержания  $Al_2O_3$  в связи с увеличением температуры (табл. 7).

Сопоставление состава пироксенов, синтезированных в золотой и платиновой ампулах, показало, что содержание железа в кристаллизующемся пироксене из платиновой ампулы на 3–4% ниже, чем в пироксене, который кристаллизовался в золотой ампуле.

Амфибол образует хорошо ограненные кристаллы призматической формы, но довольно железистый. Причем в амфиболе из золотой ампулы содержание железа всего на 3–2,4% выше, чем в амфиболе из ампулы платиновой. Амфиболы высоких давлений отличаются несколько более высоким содержанием Mg и Ti (см. табл. 7).

Можно выделить две группы стекол. Стекла первой группы получены при температуре выше температуры ликвидуса. В опытах при высокой температуре наблюдается значительная утечка железа. Из опытов, проведенных в различных условиях, видно, что наиболее значительная утечка железа наблюдается при высокой температуре, когда образец находится в расплавленном состоянии. В том случае, когда протекает кристаллизация, потеря железа происходит менее интенсивно и остаточные стекла содержат до 4–6% FeO. Содержание железа в платиновой ампуле может быть даже выше, чем в золотой (табл. 8).

О характере дифференциации можно судить по составу остаточных стекол, полученных при разных режимах: при наиболее низких температурах и кристаллизации амфибола в золотой ампуле (в опытах без утечки железа  $T < 920^\circ C$ ) были получены остаточные расплавы, соответствующие андезито-базальту.

**Базальт – 3%  $H_2O$ .** При исследовании системы 3%  $H_2O$  было проведено около 30 опытов, из которых 17 наиболее надежных были использованы для построения  $P$ – $T$ -диаграммы (см. рис. 11, б). Температура ликвидуса для системы базальт – 3%  $H_2O$  составляет соответственно  $1140^\circ C$  при давлении 5 кбар и  $1170^\circ C$  при давлении 15 кбар. Линия ликвидуса имеет крутой наклон к оси температур, ее угловой коэффициент составляет  $\Delta T/\Delta p \sim 14,2^\circ C/\text{кбар}$ . На кривой ликвидуса намечаются перегибы, связанные с появлением новой ликвидусной фазы. Первый перегиб можно объяснить появлением при температуре ликвидуса пироксена вместо амфибола, а второй – кристаллизацией граната вместо пироксена. В области температур ниже ликвидуса при наличии 3%  $H_2O$  наблюдается отчетливое влияние давления и температуры на характер кристаллизации. При давлении ниже 10–12 кбар и температурах от  $1150^\circ C$  до  $950^\circ C$  наблюдается совместная кристаллизация пироксена и амфибола. По мере понижения температуры увеличивается количество амфибола по сравнению с количеством пироксена. При давлении 8 кбар в серии опытов при подходе сверху количество амфибола составляло 30, 70 и 80% для температур  $1010^\circ C$ ,  $950^\circ C$  и  $900^\circ C$  соответственно. Такая кристаллизация приводит к значительному обогащению кремнеземом остаточного расплава. Пока-



Таблица 7

Химический состав (в мас. %) синтезированных прироксенов (1-5) и амфиболов (6-9)

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50,57	51,66	49,09	48,65	49,30	43,88	42,39	44,77	43,21
TiO <sub>2</sub>	2,48	1,33	1,94	2,69	1,68	1,19	3,01	3,08	2,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,00	5,89	8,62	9,21	7,31	13,46	14,72	15,62	16,29
FeO	9,73	5,92	5,77	6,24	6,75	10,96	8,58	7,20	8,20
MnO	0,35	-	-	0,23	0,25	0,21	0,18	0,22	0,19
MgO	11,38	13,43	12,01	12,12	11,77	11,06	14,13	13,12	13,01
CaO	18,67	19,92	19,92	19,40	19,50	11,52	19,87	11,29	11,17
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,09	1,18	1,04	1,50	2,70	2,49	2,85	2,87
K <sub>2</sub> O	0,60	0,17	0,18	0,05	0,22	1,19	1,59	1,75	1,76
H <sub>2</sub> O									
Сумма	99,88	99,41	98,71	99,63	98,28	96,17	96,96	99,90	99,66

1 -  $P = 6$  кбар,  $T = 920^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час; 2 - крупные кристаллы,  $P = 12$  кбар,  $T = 1050^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час; 3 - мелкие кристаллы, условия опыта те же; 4 -  $P = 15$  кбар,  $T = 1100^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час; 5 -  $P = 15$  кбар,  $T = 1050^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час; 6 - опыт 942, золотая ампула,  $P = 6$  кбар,  $T = 920^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час; 7 - опыт 860, платиновая ампула,  $P = 15$  кбар,  $T = 1100^\circ \text{C}$ ,  $t = 3$  час; 8, 9 - опыт 861, платиновая ампула,  $P = 15$  кбар,  $T = 1050^\circ \text{C}$ ,  $t = 4$  час.

Таблица 8

Химический состав (в мас.%) синтезированных стекол

Оксид	1		2		Оксид	1		2	
	а	б	а	б		а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	50,78	51,64	52,54	52,83	CaO	7,89	7,68	7,86	7,85
TiO <sub>2</sub>	1,58	1,51	1,64	1,62	Na <sub>2</sub> O	3,47	3,42	3,72	3,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,27	17,31	17,16	17,48	K <sub>2</sub> O	2,06	2,06	2,16	1,12
FeO	2,90	2,72	4,08	4,11	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,00	9,00	6,00	6,00
MnO	0,14	0,14	0,17	0,17	Сумма	100,07	100,48	100,88	100,33
MgO	4,98	5,00	4,57	4,68					

1 - опыт 855, платиновая ампула,  $P = 5$  кбар,  $T = 1100^\circ \text{C}$ ,  $t = 3$  час; 2 - опыт 871, золотая ампула,  $P = 5$  кбар,  $T = 1000^\circ \text{C}$ ,  $t = 7$  час.

затели преломления стекол, определенные с точностью  $\pm 0,003$ , варьируют от 1,508 до 1,515 (20 определений).

При давлениях от 10 до 12 кбар в области температур, близких к температуре ликвидуса, первой кристаллизующейся фазой является пироксен. В этой области процесс обогащения остаточного расплава кремнеземом замедляется и этот интервал давления следует рассматривать как менее благоприятный для образования кислых расплавов. При давлении

Таблица 9

Химический состав (в мас.%) остаточных стекол

Окисел	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	54,48	55,15	51,14	52,03	50,38
TiO <sub>2</sub>	1,36	1,28	1,71	1,68	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,56	18,61	16,96	18,17	16,87
FeO	4,55	3,54	5,58	4,71	5,74
MnO	0,17	0,19	—	0,15	0,18
MgO	2,59	2,35	3,62	2,85	5,74
CaO	7,09	7,29	7,44	6,70	6,46
Na <sub>2</sub> O	3,01	3,01	3,22	2,41	3,59
K <sub>2</sub> O	2,23	2,43	2,27	2,28	0,18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,00	6,00	8,00	9,00	9,00
Сумма	100,04	99,85	99,94	99,98	99,6

1, 2 – опыт 942, золотая ампула,  $P = 6$  кбар,  $T = 920^\circ\text{C}$ ,  $t = 7$  час; 3 – опыт 877, платиновая ампула,  $P = 12$  кбар,  $T = 1150^\circ\text{C}$ ,  $t = 2$  час; 4 – опыт 861, платиновая ампула,  $P = 15$  кбар,  $T = 1050^\circ\text{C}$ ,  $t = 4$  час; 5 – опыт 860, платиновая ампула,  $P = 15$  кбар,  $T = 1100^\circ\text{C}$ ,  $t = 3$  час.

13 кбар и выше в расплаве появляется гранат. При давлении 13–19 кбар гранат кристаллизуется непосредственно после пироксена. При температурах ниже  $1030\text{--}1040^\circ\text{C}$  гранат кристаллизуется совместно с амфиболом. Таким образом, кристаллизация граната является характерной особенностью системы базальт – 3% H<sub>2</sub>O. При повышении давления от 13 до 20 кбар поле кристаллизации граната в системе базальт–3% H<sub>2</sub>O расширяется от 100 до  $220\text{--}250^\circ\text{C}$ .

Плагноклаз кристаллизуется при давлении ниже 13 кбар в субсолидусной области. Здесь характерна ассоциация: плагноклаз + амфибол. Амфибол и гранат ассоциируют с относительно кислыми расплавами, стекла которых имеют низкий показатель преломления, порядка 1,505–1,510.

**Эволюция системы базальт–вода.** Анализ минеральных парагенезисов показывает, что главными фазами являются пироксен, амфибол и гранат. Основное влияние на состав остаточных стекол оказывают амфибол и гранат (см. табл. 8; табл. 9). В результате фракционной кристаллизации в субсолидусной области были получены стекла, по составу весьма близкие к андезито-базальту при давлении ниже 12 кбар и к дациту при давлении выше 12 кбар. По химическому составу и оптическим константам кристаллизующий амфибол близок базальтической роговой обманке, отличающейся высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO (13–16 мас. % и 7–11 мас. % соответственно). Характерно, что увеличение содержания воды более 3% препятствует кристаллизации граната – островного алюмосиликата, состоящего из изолированных алюмокремнекислородных тетраэдров, связанных с двух- и трехвалентными ионами.

Последовательность кристаллизации, установленная экспериментальным путем, весьма значительно отличается от последовательности минералообразования в природной системе, в частности в высокоглиноземистом



базальте Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения. Наблюдается следующая последовательность кристаллизации вкрапленников: оливин–пироксен–плаггиоклаз. Различие в составе фаз и последовательности минералообразования можно объяснить не только содержанием летучей фазы, но и характером самой системы. В природной системе содержание воды в магме, по-видимому, было меньше 3%. Кроме того, сама система не была полностью закрытой, подобно той, которую мы моделируем в эксперименте.

### *Система андезит–вода*

В последовательном ряду дифференциатов базальт–андезит–дацит, андезит занимает особое положение. Предполагают несколько возможных процессов образования андезитовых магм: 5) фракционная кристаллизация с отделением магнетита, б) фракционная кристаллизация с отделением амфибола, в) частичное плавление кварцевого эклогита, г) ассимиляция базальтовой магмой вещества коры. При проведенных нами экспериментах были осуществлены два процесса: фракционная кристаллизация и частичное плавление. В процессе фракционной кристаллизации практически участвовали два механизма – отделение амфибола и удаление из системы части железа. На разных стадиях дифференциации в остатке наблюдались стекла, состав которых варьировал от андезита до дацита. Наиболее интенсивно процесс дифференциации протекает при кристаллизации граната и амфибола.

Целью экспериментов по исследованию системы андезит–вода было проследить влияние  $T$ ,  $P$  и содержания воды на фазовый и химический состав минералов-вкрапленников.

Для исследования был взят образец андезита из краевой зоны купола Новый, вулкан Безымянный. Извержение началось неожиданно в октябре 1955 г.; в 1956 г. 30 марта произошел мощный взрыв, была уничтожена верхняя часть вулкана и образовалась кальдера с кратером в центральной части структуры. Во время взрыва был выброшен пирокластический материал, который образовал поток, ориентированный в восточном направлении. С апреля 1956 г. в кратере начался рост купола, вершина которого к 1959 г. достигла края кальдеры. Образец для исследования был взят в 1968 г., когда купол достиг уже высоты 450 м. В пределах купола был встречен андезит двух разновидностей: двупироксеновый и пироксен-амфиболовый. По данным Б.В. Иванова (1990 г.), пироксен-амфиболовые андезиты являются более ранними по отношению к двупироксеновым андезитам. Во время посещения вулкана Безымянного в 1968 г. было установлено блоковое строение купола. Центральный блок, состоящий из амфиболовой разновидности андезита, по-видимому, являлся более ранним. Краевые части купола состояли из двупироксеновых андезитов. Следовательно, в вулканическом очаге в процессе извержения менялся режим летучих. Первые порции магмы содержали большее количество воды, нежели последующие. Основная масса андезита краевой части купола содержит большие количества стекла, нежели основная масса андезита из центральной части купола.



Таблица 10

Химический состав (в мас.%) минералов-вкрапленников

Компонент	1			Компонент	2		
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	52,49	54,45	50,66	Mg	61		33
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,00	0,30	Fe	38	-	23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74	27,80	2,67	Ca	1	-	44
FeO	20,68	0,30	10,03	100 Mg/Mg+ +Fe+Mn	62	-	70
MgO	23,36	0,02	13,73	Ab	-	45	-
CaO	0,81	11,08	21,12	An	-	52	-
Na <sub>2</sub> O	0,03	5,26	0,67	Or	-	13	-
K <sub>2</sub> O	0,00	0,16	0,00				
Сумма	98,23	99,07	99,18				

1 - ромбический пироксен, 2 - плагиоклаз (An52), 3 - моноклинный пироксен.

Двупироксеновый андезит имеет светло-серую с зеленоватым оттенком окраску. Он состоит из основной массы (75–80%) и вкрапленников (20–25%). Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном (табл. 10). Основная масса состоит из микролитов пироксена, плагиоклаза и стекла. Количество стекла составляет 10–15%. Под микроскопом стекло бесцветное, слабо пористое. Показатель преломления  $1,508 \pm 0,003$ . Химический состав стекла основной массы был определен на микроанализаторе (в мас.%): SiO<sub>2</sub> – 71,50, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15,50, Fe<sub>общ</sub> – 3,37, CaO – 5,55, MgO – 0,16, Na<sub>2</sub>O – 3,00, K<sub>2</sub>O – 1,45. Сумма 100,89; аналитик Т.И. Лосева.

Химический состав андезита (в мас.%): SiO<sub>2</sub> – 60,00, TiO<sub>2</sub> – 0,60, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 18,60, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,42, FeO – 2,66, MnO – 0,12; MgO – 2,55; CaO – 6,78, Na<sub>2</sub>O – 3,58; K<sub>2</sub>O – 1,24; H<sub>2</sub>O – 0,10; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> – 0,26, CO<sub>2</sub> – 0,28, SO<sub>3</sub> – 0,00, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,18. Сумма 100,31. Аналитик Л.И. Некрасова.

**Андезит-9% H<sub>2</sub>O.** Так же как и система базальт-вода, данная система находится в стадии изучения, поэтому приводимые данные рассматриваются как предварительные. Всего при исследовании системы андезит – 9% H<sub>2</sub>O было проделано более 30 опытов. Прошли обработку и использованы для составления P–T-диаграммы результаты 14 экспериментов (рис. 12, а). Полное плавление андезита наступает при температурах выше 910° для P = 5 кбар и выше 970°C для P = 15 кбар. Линия ликвидуса аппроксимируется прямой линией, которая имеет положительный наклон к оси температур. Ее угловой коэффициент составляет  $\Delta T/\Delta P = 6^\circ\text{C}/\text{кбар}$ . Линия ликвидуса описывается уравнением  $T = 6 P_{\text{кбар}} + 880^\circ\text{C}$ .

В образцах, соответствующих температурам выше температуры ликвидуса, наблюдается стекло, которое обычно содержит мелкие равномерно распределенные по всему объему образца поры. Левее линии ликвидуса, в субликвидусной зоне температур, обычно в ассоциации со стеклом наблюдается пироксен, который является первой фазой, кристаллизующейся в системе. В довольно большом количестве опытов в ассоциации



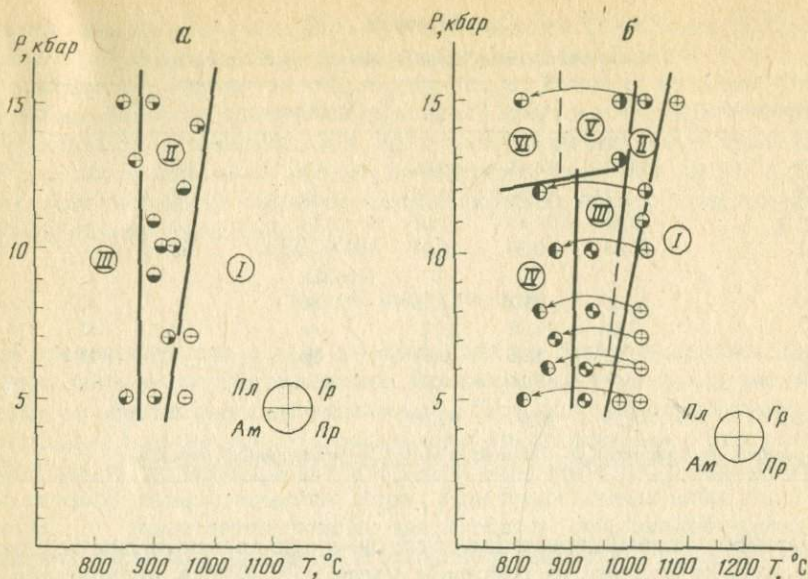


Рис. 12. P-T-диаграммы системы андезит-вода

а - система андезит-9% H<sub>2</sub>O. I-III - поля устойчивости фаз: I - расплава, II - пироксена и амфибола; III - амфибола; б - система андезит-3% H<sub>2</sub>O. I-VI - поля устойчивости фаз: I - расплава, II - пироксена, III - пироксена и плагиоклаза, IV - амфибола и плагиоклаза, V - граната и пироксена, VI - амфибола. Стрелкой обозначены опыты при "подходе сверху"

с пироксеном наблюдалась шпинель. Начиная с температуры 870-880° С кристаллизуется амфибол, который является преобладающей фазой.

Андезит-3% H<sub>2</sub>O (см. рис. 12, б). Полное плавление в системе наступает при P = 5 кбар при температурах выше 970° С, а при P = 15 кбар - при температурах выше 1050° С. Линия ликвидуса аппроксимируется прямой линией с угловым коэффициентом  $\Delta t/\Delta p = 8^\circ \text{C}/\text{кбар}$ , которая описывается уравнением:  $T = 8 P_{\text{кбар}} + 900^\circ \text{C}$ .

Первой ликвидусной фазой во всем интервале давления является пироксен. С возрастанием давления поле кристаллизации пироксена расширяется. В интервале температур 920-950°С нами была отмечена кристаллизация двух пироксенов - ромбического и моноклинного. По химическому составу эти пироксены весьма близки присутствующим в природном образце пироксенам (табл. 11). В интервале температур 850-1020°С в зависимости от давления кристаллизуется плагиоклаз. Выделения плагиоклаза (лабрадор) имеют вид лейст. Для указанного температурного интервала характерен парагенезис плагиоклаз + пироксен. Начиная с температуры 900°С во всех опытах наблюдался амфибол. Ниже этой температуры наблюдается интенсивная кристаллизация амфибола. В подчиненном количестве присутствуют выделения плагиоклаза. При давлении выше 12 кбар при температуре на 100-150° С ниже ликвидуса появляется гранат. Определение химического состава на микроанализаторе показало, что гранат имеет весьма сложный химический состав (в

Таблица 11

Химические составы (в мас.%) синтезированных минералов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	51,91	53,02	50,94	52,70	53,20	52,64	55,09	51,95	53,90
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,31	0,37	0,20	0,08	0,20	0,02	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	1,35	1,78	1,49	0,47	1,17	27,56	30,03	29,20
FeO	9,67	8,87	9,07	19,82	19,11	19,58	0,53	0,42	0,53
CaO	20,46	20,12	21,32	1,22	0,73	0,53	11,56	12,59	12,23
MgO	14,87	15,23	14,07	23,13	24,16	24,09	0,07	0,00	0,08
MnO	0,46	0,49	0,48	0,90	1,28	0,81	0,00	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,29	0,39	0,00	0,03	0,04	4,90	3,89	4,41
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,17	0,15	0,17
Сумма	99,83	99,68	98,43	99,46	99,06	99,93	99,90	99,09	100,55
Mg	41	44	41	66	69	69	-	-	-
Fe	15	14	15	29	30	30	-	-	-
Ca	44	42	44	5	1	1	-	-	-
Аб	-	-	-	-	-	-	42	38	39
Ан	-	-	-	-	-	-	55	59	58
Ор	-	-	-	-	-	-	3	3	3

1, 4, 7 - обр. 1045:  $P = 6$  кбар,  $T = 1000^{\circ}C \rightarrow 920^{\circ}C$ , время 2→5 час (1 - моноклинный пироксен, 4 - ромбический пироксен, 7 - плагиоклаз); 2, 5, 8 - обр. 1041:  $P = 12$  кбар,  $T = 1020 \rightarrow 850$ , время 2→5 час (2 - моноклинный пироксен, 5 - ромбический пироксен, 8 - плагиоклаз); 3, 6, 9 - обр. 1040:  $P = 14$  кбар,  $T = 1020^{\circ}C$ ,  $t = 1$  час 40 мин (3 - моноклинный пироксен, 6 - ромбический пироксен, 9 - плагиоклаз).

мас. %): SiO<sub>2</sub>~39, CaO~20,00, MgO~10, FeO~10, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>~21. По-видимому, в составе граната участвуют гроссуляровый, пироповый и андрадитовый минералы. В результате совместной кристаллизации граната и амфибола происходит образование высококремнеземистого остатка.

### Система дацит-вода

Для изучения особенностей кристаллизации в системе, по составу приближающейся к перлитам, нами был изучен образец дацита, взятый на южном склоне вулкана Карымский на Камчатке. Дацит представляет пористую пемзовидную породу серого цвета. Генетически он связан с новейшими эксплозиями, имевшими место в 40-х годах нашего столетия.

Дацит имеет порфиоровую структуру. Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном, плагиоклазом, рудным минералом. Размер кристаллов 0,1-0,5 мм. Общее содержание в породе вкрапленников 20-25%. Основная масса состоит из микролитов кислого плагиоклаза и стекла. Химический состав (в мас.%): SiO<sub>2</sub> - 65,30, TiO<sub>2</sub> - 0,57, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 15,64, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 2,33, FeO - 2,41, MnO - 0,12, MgO - 1,48, CaO - 3,53, Na<sub>2</sub>O - 4,31, K<sub>2</sub>O - 2,67, H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> - 1,21, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0,21; сумма 99,78.



Дацит-9%  $\text{H}_2\text{O}$ . Для данной системы проведено 9 экспериментов. По результатам опытов намечены основные направления кристаллизационного процесса. При  $P = 5$  кбар полное плавление происходит при  $t = 990^\circ \text{C}$ , а при  $P = 15$  кбар дацит перешел полностью в расплав при температуре выше  $1040^\circ \text{C}$ . Первой ликвидусной фазой во всем интервале давлений является моноклинный пироксен. Ширина поля кристаллизации пироксена составляет  $50-70^\circ \text{C}$ . При дальнейшем понижении температуры интенсивно кристаллизуется амфибол. Характерно, что при давлении 10 кбар и ниже совместно с амфиболом кристаллизуется плагиоклаз. При давлении выше 10 кбар наблюдается кристаллизация одного амфибола. В некоторых опытах отмечалось появление шпинелеподобной фазы.

Дацит-3%  $\text{H}_2\text{O}$ . Для данной системы также проведено 9 опытов. При  $P = 5$  кбар полное плавление дацита происходит при температуре выше  $1040^\circ \text{C}$ , а при  $P = 15$  кбар при температуре  $1100^\circ \text{C}$ . Так же как и в предыдущем случае, на ликвидусе кристаллизуется пироксен. Интервал его кристаллизации увеличивается от  $70$  до  $120^\circ \text{C}$  по мере возрастания давления. При температуре ниже  $950^\circ \text{C}$  наблюдается кристаллизация амфибола. При  $P =$  выше 13 кбар наблюдалась кристаллизация граната. Гранат обычно ассоциирует с пироксеном и амфиболом. В узком интервале давлений (12-13 кбар) наблюдалась ассоциация граната с плагиоклазом. Интенсивная кристаллизация плагиоклаза совместно с пироксеном при давлении ниже 10 кбар происходит, начиная с температуры порядка  $970-980^\circ \text{C}$ . При этих давлениях амфибол кристаллизуется при температуре ниже  $900^\circ \text{C}$ . Содержание кристаллов в системе в этом случае превышает 50% от объема образца.

## ВКРАПЛЕННИКИ - МИНЕРАЛЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРЛИТОВ

Вкрапленники, присутствующие в кислых стекловатых породах, обычно рассматривают как относительно глубинные образования. Однако их минеральный состав и ассоциации дают дополнительную информацию о некоторых физико-химических параметрах магматических расплавов перед их извержением на поверхность. Например, о содержании летучих (в частности воды), оказывающих весьма сильное влияние на вязкость лавы, повышение которой способствует переходу расплава в стекло. Минеральный состав вкрапленников и их ассоциации, в свою очередь, зависят от таких параметров, как давление и температура кристаллизации, количество и химический состав летучих компонентов и т.д.

### *Физико-химические параметры*

Д а в л е н и е. Из рассмотренных экспериментальных данных следует, что о давлении нагрузки, которую испытывает магма в очаге, можно судить главным образом по наличию или отсутствию таких минералов, как гранат, плагиоклаз и оливин. Анализ систем базальт-вода, андезит-вода, дацит-вода свидетельствует об изменении состава граната в сторону увеличения его кальциевости соответственно. Характерно, что



при этом уменьшается и нижний предел давления гранатообразования. В системе дацит–вода он соответствует 12 кбар. Можно предположить, что в риолитовых и риолитодацитовых расплавах гранат кристаллизуется уже при давлении в 10 кбар, что соответствует глубине порядка 33 км. Из изученных нами разновидностей стекловатых пород гранат кальциево-марганцевого состава наблюдался только в породах Атрени (Армения). Гранаты из других районов, как правило, альмандин–гроссуляровые (70% Алм, 30% Грос).

В некоторых разновидностях перлита и обсидиана (Начикинское месторождение, Камчатка; Токайский район, Венгерская Республика) были отмечены лейстовидные вкрапленники биотита, приуроченные к плоскостям флюидалности стекла, что является косвенным признаком кристаллизации в приповерхностных условиях. Следовательно, кристаллизация вкрапленников происходит в широком диапазоне давления от 0,5–2 до 10–12 кбар, что соответствует глубинам 1–35 км.

**Т е м п е р а т у р а.** Стекловатые породы, относимые нами к перлитам и обсидианам, как правило, характеризуются или полным отсутствием или небольшим количеством вкрапленников, обычно 5–10 объемн. %, редко до 25–40 объемн. %. Следовательно, температура магмы перед извержением была близка к температуре ликвидуса или несколько ее превышала. Начиная с 70-х годов по данное время, было опубликовано довольно большое количество материалов по температуре гомогенизации присутствующих в кристаллах расплавных включений (В.Б. Наумов, Т.Ю. Базарова, И.Т. Бакуменко, А.И. Поляков). Согласно данным этих авторов, наиболее высокотемпературным является кварц (1370–800°C), за ним следует плагиоклаз (1350–900°C), далее оливин (1270–1040°C), затем пироксен (1150–1000°C) и, наконец, калиевонатриевый полевой шпат (1100–780°C). Кварц и плагиоклаз кристаллизуются в наиболее широком температурном интервале, температуры кристаллизации оливина и пироксена характеризуются значительно меньшим разбросом величин.

На основании данных о температурах гомогенизации включений и эксперимента, выделяются три парагенезиса вкрапленников: парагенезис, характеризующий практически сухие расплавы, парагенезис систем с недостатком воды и парагенезис систем с умеренным содержанием воды (рис. 13, а, б).

**Л е т у ч и е.** Магматические расплавы содержат воду, фтор, хлор, серу и другие летучие компоненты, которые оказывают существенное влияние на вязкость расплава и его кристаллизацию.

Вода является одним из главных летучих компонентов магматических расплавов. Сухие кислые расплавы, т.е. расплавы, содержащие десятые доли процента воды, в природе встречаются сравнительно редко. Значительно более распространенными являются расплавы с недостатком воды  $\leq 1,7$  мас. % и с умеренным содержанием воды  $\sim 3$ –6 мас. %. В расплавах с недостатком воды интервал ликвидусной кристаллизации (5–20 объемн. % кристаллов) составляет 50–80° С в зависимости от давления. Характерными являются следующие парагенезисы: моноклинный пироксен + ромбический пироксен, кварц + плагиоклаз, магнетит + нильменит. При давлении выше 12 кбар в расплаве появляется существенно кальциевый гранат. С увеличением содержания в магме воды до



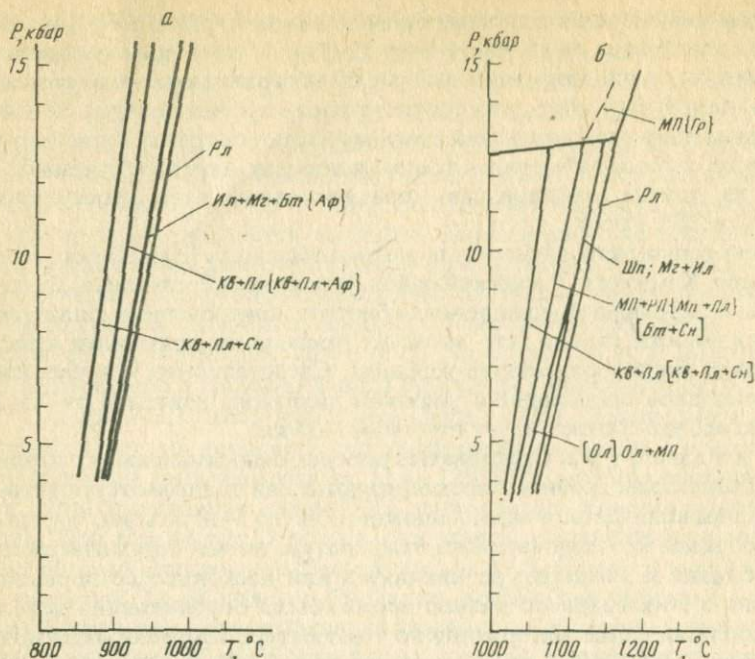


Рис. 13. Идеализированные  $P$ - $T$ -диаграммы соотношения минералов-вкрапленников кислых стекловатых породах

а – система с умеренным содержанием воды (3–6%  $H_2O$ ), б – система с недостатком воды ( $\leq 1,7\%$   $H_2O$ ); без скобок показаны парагенезисы нормальных риолитов и риодацитов; в фигурных скобках – парагенезисы, характерные для низкощелочных и высококальциевых пород, в квадратных скобках – парагенезисы субщелочных пород

3–6 мас. % (расплавы с умеренным содержанием воды) происходит сужение интервала ликвидусной кристаллизации до 30–65°C. Появляются такие парагенезисы, как кварц + биотит + магнетит, кварц + плагиоклаз + +сандин.

На основании анализа систем базальт–вода, андезит–вода, дацит–вода могут быть сделаны следующие выводы о влиянии воды на свойства расплава: а) увеличение воды в системе снижает температуру ликвидуса и уменьшает интервал ликвидусной кристаллизации, б) способствует кристаллизации таких водосодержащих фаз, как амфибол и биотит, в) возрастание в содержании воды оказывает на силикатную систему влияние, обратное повышению давления. В расплавах, содержащих свыше 9 мас. % воды, отсутствуют такие высокобарические фазы, как гранат.

Кислые расплавы могут содержать десятые и сотые доли процента фтора и хлора. Влияние этих элементов проявляется в кристаллизации апатита и биотита. Фтор и хлор существенно понижают температуру ликвидуса и вязкость расплавов. Именно влиянием фтора можно объяснить поверхностную кристаллизацию биотита вдоль дислокации флюидальности. Повышение содержания фтора и хлора в системе способствует расширению поля кристаллизации кварца.



Несомненно, набор минералов в ассоциации и состав отдельных фаз также определяются кремнекислотностью и щелочностью расплава. Высокая кремнекислотность и близость к гранитной эвтектике наиболее характерны для расплавов, формировавшихся в небольших близ/поверхностных очагах. Условия кристаллизации в таких магматических системах обеспечивают появление кварца, альбита-олигоклаза, санидина. В крупных очагах процесс анатексиса вызывает более полное плавление пород сиала, что приводит к формированию расплавов риодацитового и дацитового состава с соответственно иным набором интрателлурических фаз.

Щелочность расплава и соотношение в расплаве K, Na, Ca во многом определяются геохимической специализацией вулканических регионов. Например, для риолитов некоторых районов Камчатки характерно пониженное содержание K и, как следствие этого, преимущественная кристаллизация плагиоклаза. Субщелочным риолитам Закавказья свойственно отношение  $K_2O/Na_2O$ , близкое 1, а позднемеловые-палеогеновые риолиты Приморья отличаются высокой калиестью (4–5%  $K_2O$ ). Обогащение расплава ортоклазовым компонентом находит соответствующее отражение в составе полевых шпатов.

Рассмотрим минералы-вкрапленники в риолитах и риодацитах, с которыми связаны месторождения и проявления перлитовых стекол. Изученные вулканические комплексы находятся в Закарпатье, на Малом Кавказе, в Забайкалье и в самых восточных регионах страны.

### *Характеристика минералов*

**Кварц.** Несмотря на присутствие нормативного кварца в составе риолита, вкрапленники этого минерала встречаются далеко не повсеместно в риолитовых комплексах, заметно уступая по распространенности полевым шпатам. Вкрапленники кварца наиболее часто отмечаются в риолитах окраинноконтинентальных вулканических областей Камчатки, Охотско-Чукотского пояса; в риолитах внутриконтинентальных зон они встречаются реже. Так, интрателлурический кварц не обнаружен в изученных комплексах Закарпатья и Забайкалья, а в пределах Малого Кавказа систематически отмечается в риолитах таких вулканов, как Спитаксар, Гехасар, Карныярых. Содержащие вкрапленники кварца риолиты характеризуются повышенным количеством кремнезема 75–77% и, как правило, маловодны.

Интрателлурическая кристаллизация кварца может происходить в широком диапазоне температур – от 800 до 1350° С. Для риолитов континентальных окраин характерен низкотемпературный парагенезис  $Kв+Пл+К = Na$  полевой шпат, который может быть дополнен низкотемпературным биотитом. Во внутриконтинентальных зонах кристаллизация кварца происходила при более высоких температурах. Имеющиеся данные по гомогенизации содержимого включений (Л.И. Панина и др., 1988 г.) указывают на температурный интервал 1060–1155° С.

Количество вкрапленников кварца обычно 0,5%, в ряде случаев достигает 2–3%. Размер кристаллов до 3–4 мм. Для них характерны изометричные округлые очертания, нередко скелетные формы с многочислен-



Таблица 12

Содержание (в г/т) некоторых элементов  
в кварце вулканитов Джавахетского нагорья  
и гранитоидов различного генезиса

Элемент	Точность определения элементов, г/т	Породы					
		1	2	3	4	5	6
Li	0,5	11,3	1,9	1,4	1,7	1,5	2,0
Rb	1,0	3,3	1,8	1,4	1,48	1,7	2,3
Cs	0,06	0,4	0,11	0,08	0,06	0,036	0,15
Ta	0,01	0,2	0,10	0,04	0,04	0,06	0,04
Nb	2,0	5,5	2,6	2,7	2,44	2,0	3,9
Cr	1,0	2,4	5,1	6,3	7,1	6,0	5,7
Ni	3,0	3,9	4,7	5,0	5,7	5,3	4,4
Co	0,05	0,17	0,92	1,4	0,96	1,3	0,81
Cu	3,0	6,2	7,1	7,9	8,0	7,6	7,0

1 – коровые гранитоиды, 2 – гранитоиды базитовых комплексов (по В.В. Ляховичу, 1972 г.),  
3 – дациты Джавахетского нагорья, обр. 6080; 4–6 – андезито-базальты Джавахетского  
нагорья (обр. 6081, 6082, 6140 соответственно).

Примечание. Аналитик Т.Т. Ляхович

ными включениями стекла. В шлифе с анализатором наблюдается блоковое строение отдельных зерен, – вероятно, следствие микродеформаций в процессе извержения.

Известно, что по набору микропримесей, входящих в состав вкрапленников, можно установить геохимическую специфику расплава, в котором происходила их кристаллизация. Повышенное содержание оксидных (салитовых) элементов в кварце указывает на анатектические гранитоидные магмы, а концентрация в нем базитовых элементов свидетельствует о принадлежности расплавов к дифференциатам основных магм.

Несомненно, что происхождение расплавов, из которых формировались риолитовые комплексы с крупными проявлениями первичных перлитов, носило палингенный характер. Вкрапленники кварца в этих риолитах имеют характерный состав микропримесей, а как пример выделений кварца из дифференциатов базитовых магм можно привести вкрапленники в ранне-среднеплиоценовых дацитах и ксенокристаллы кварца в четвертичных андезито-базальтах Джавахетского нагорья (Малый Кавказ) (табл. 12).

Можно предполагать ксеногенную природу редких интрателлурических выделений кварца в некоторых риолитах Закавказья (вулканы Атис, Гутансар), рассматривая в качестве его источника те кварцевые диориты и гранодиориты, за счет плавления которых формировались кислые расплавы. Нерасплавленные кристаллы кварца содержатся в ксенолитах этих пород, обнаруженных в стекловатых разновидностях риолита.

**Калиево-натриевый полевой шпат.** В риолитах обычно присутствует высокотемпературная разновидность калиево-натриевого полевого шпата.

Таблица 13

Состав калиево-натриевых полевых шпатов (в мас.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	64,79	66,01	65,24	65,41	65,95	66,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,61	19,48	18,19	18,52	18,30	18,76
FeO	0,09	0,11	0,15	0,17	0,09	0,12
CaO	0,17	0,10	0,14	0,17	0,14	0,22
Na <sub>2</sub> O	3,46	3,59	3,77	3,61	3,55	4,37
K <sub>2</sub> O	11,92	11,45	11,32	11,56	11,76	10,44
Сумма	98,04	100,74	98,81	99,44	99,79	100,02
<i>Op</i>	67,3	69,8	64,7	65,6	66,8	58,6
<i>Ab</i>	29,5	28,2	32,7	31,1	30,5	37,3
<i>An</i>	3,2	2,0	2,6	3,3	2,7	4,1

1-5 - перлиты Закавказья: 1, 2 - вулкан Карнырых, обр. 5608, 5506 соответственно, 3 - вулкан Айчинглы, обр. 5362, 4 - вулкан Давагез, обр. 491, 5 - вулкан Гехасар, обр. 877/40; 6 - перлит Приморья, Брусиловское месторождение, обр. 138А.

K-Na полевой шпат отмечается в нормальных известково-щелочных и субщелочных риолитах как внутриконтинентальных областей, так и континентальных окраин. Содержание щелочного полевого шпата обычно составляет 1,5-2,5%. В некоторых риолитах Малого Кавказа оно достигает 4,5%, причем щелочной полевой шпат может преобладать над плагиоклазом.

Калиево-натриевый полевой шпат встречается в виде призматических кристаллов размером 0,5-2,5 мм, иногда до 5 мм. Он находится в парагенетической ассоциации с плагиоклазом, кварцем, биотитом. Как правило, первыми в этой ассоциации кристаллизуются кварц и биотит, затем щелочной полевой шпат. Нередко призматические кристаллы щелочного полевого шпата обрастают мирмекистовыми вростками - агрегатом кварца и плагиоклаза поздней генерации. Показатель преломления в отдельных случаях такой же, как у калиевой разновидности щелочного полевого шпата и заметно возрастает с увеличением альбитовой составляющей ( $N_{g'} - 1,523$ ,  $N_p - 1,519$ , для  $Op_{94}Ab_6$ ;  $N_{g'} - 1,532$ ;  $N_p - 1,526$  для  $Op_{34}Ab_{66}$ ). Содержание Na<sub>2</sub>O изменяется от 2,5 до 4,5 мас.%. Величина альбитовой составляющей варьирует соответственно от 22 до 38 мас.%, в среднем около 30-33 мас.% (табл. 13). Таким образом, щелочные полевые шпаты в изученных риолитах занимают промежуточное положение между собственно санидинами и натриевыми санидинами, содержащими 30-60 атом.% *Ab*. Положение оптических осей в плоскости, параллельной (010), и вариации угла 2V от 12 до 30° свидетельствуют о низкой упорядоченности кристаллов. Преимущественное двойникование по карлсбадскому закону (редко манебахскому) также отражает низкую степень триклинности щелочных полевых шпатов ( $\Delta \approx 0$ ).



Таблица 14

Состав биотипов (в мас. %) из перлитов Закавказья, Камчатки и др.

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	35,02	35,61	36,02	37,30	35,79	35,93	<b>37,67</b>	38,93	35,38	35,72	34,80	36,20	37,39
TiO <sub>2</sub>	4,69	4,14	4,53	4,20	3,74	4,45	3,89	7,56	4,24	2,57	3,94	3,79	4,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,51	13,61	13,78	13,72	13,06	12,63	12,76	12,21	11,81	14,06	12,87	16,00	13,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,78	12,99	13,40	9,01	13,05	14,35	16,07	7,48	11,37	15,59	23,22	11,06	16,38
FeO	5,30			7,70	13,05	3,74			6,19		1,00	6,25	2,82
MnO	0,17	0,18	0,19	0,56	0,27	0,54	0,28	0,05	0,30	0,10	0,35	0,30	0,56
MgO	14,36	15,14	14,96	14,09	15,22	13,38	14,96	18,92	15,65	14,34	8,92	14,00	13,00
CaO	0,01	0,03	0,01	0,03	-	0,04	-	-	-	-	-	1,10	-
BaO	-	-	-	-	0,52	-	0,12	0,16	0,26	-	0,57	-	0,57
Na <sub>2</sub> O	0,84	0,94	1,01	0,55	0,58	0,58	0,44	0,81	0,43	0,69	0,40	0,74	0,38
K <sub>2</sub> O	8,40	8,53	8,53	9,23	8,65	9,10	9,22	8,95	8,86	8,33	8,88	7,94	8,98
F = 0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,68	-
H <sub>2</sub> O	То же	То же	То же	То же	То же	То же	1,53	То же	То же	0,15	То же	То же	2,89
Сумма	90,08	91,17	92,13	96,39	90,88	96,27	95,40	95,07	94,64	91,40	95,15	100,95	98,03

1-3 - вулкан Гутансар; 4 - вулкан Гехасар; 5 - вулкан Карныярых; 6 - вулкан Айчинглы; 7 - вулканический массив Накалакеви; 8 - вулкан Сандухтасар; 9 - вулкан Варденис; 10 - вулкан Эштия; 11 - вулканический массив Ястреба Скла; 12 - вулкан Алней; 13 - Паратунское месторождение.

**Плаггиоклаз.** Среди вкрапленников плаггиоклаз – наиболее распространенный минерал. Он встречается в различных количествах: от единичных зерен в практически афировых риолитах до 10–15% в порфирированных разностях. Кристаллы имеют правильную призматическую форму, размер от 0,5 до 3,5 мм. Встречаются как зональные кристаллы плаггиоклаза, так и лишенные зональности. Зональность обычно нормальная.

В риолитах, умеренно пересыщенных кремнеземом, плаггиоклаз ассоциирует с орто- и клинопироксеном, амфиболом, биотитом, рудным минералом. Его состав варьирует от среднего олигоклаза ( $An_{22}$ ) до среднего андезина ( $An_{40}$ ). Кристаллы, как правило, не имеют зональности. Они часто образуют полисинтетические двойники и гломеропорфирированные сростки с пироксеном или биотитом.

Для таких, не содержащих кварц риолитов характерны относительно кислые плаггиоклазы. Даже в риодацитах, которые появляются в завершающую стадию формирования некоторых комплексов с выраженной антидромной тенденцией развития, плаггиоклазы относительно кислые –  $An_{26-28}$ . Единичные оплавленные зерна более основного плаггиоклаза  $An_{32-35}$  рассматриваются как ксенокристаллы. В перлитах (и других разновидностях риолита) плаггиоклазы отвечают среднему андезину с небольшой примесью ортоклазовой составляющей. Для биотит-амфибол-плаггиоклазовых риолитов характерны довольно основные плаггиоклазы –  $An_{40-42}$ . Несмотря на пониженное содержание  $K_2O$  в породе, доля ортоклазового компонента сравнительно велика – до 9,5%.

В риолитах, содержащих 75–77%  $SiO_2$ , плаггиоклаз находится в ассоциации с санидином, кварцем, рудным минералом. Иногда к ним добавляется биотит. Состав плаггиоклазов в целом отвечает альбит-олигоклазу. Для них характерно зональное строение. В некоторых случаях (вулканы Гехасар, Спитаксар) наблюдается до 4–5 зон. Центральная часть кристаллов соответствует  $An_{15}$ ; краевая –  $An_{40}$  и имеет такой же состав, как микролиты. Еще резче варьирует состав плаггиоклаза в риолитах Приморья. Нередко центральная часть зерен представлена андезином, а края – альбитом. В перлитах Паратунского месторождения (Камчатка) зональность плаггиоклаза связана главным образом с вариацией альбитовой и ортоклазовой составляющих:  $Ab_{72}An_{18}Or_{10}$  – во внутренней зоне,  $Ab_{79}An_{18}Or_9$  – во внешней, что не совсем обычно. Часто зональные кристаллы плаггиоклаза содержат включения основной массы, которые распределены главным образом во внешней зоне. Среди кристаллических включений встречаются апатит и циркон, обычно располагающиеся в центральных частях зерен плаггиоклаза.

**Биотит.** При высоком содержании летучих в исходном расплаве биотит среди темноцветных вкрапленников может являться наиболее распространенным минералом. Размер чешуек биотита варьирует от 0,3 до 4–5 мм. Призматические кристаллы имеют гексагональную форму, реже ромбовидную. Показатель преломления большинства



Таблица 15

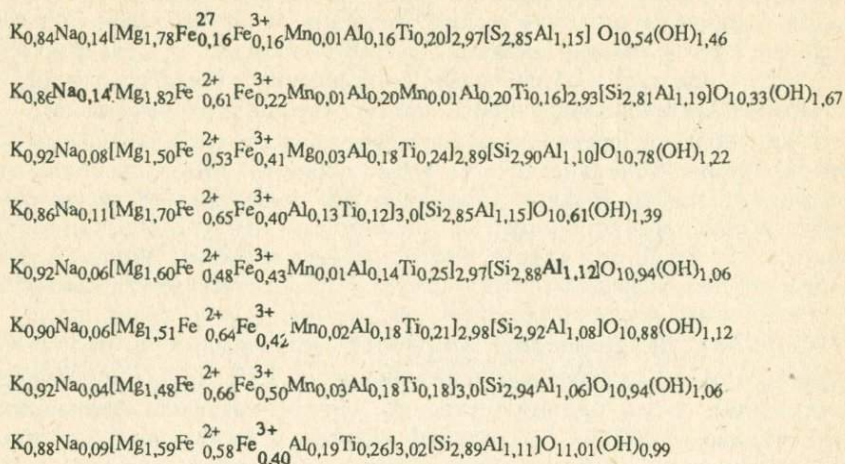
Местоположение	Номер образца	Поли типы	Параметры решетки			
			a, Å	b, Å	c, Å	β, град
Вулкан Гутансар	4-82	1M	5,32	9,22	10,20	100
Вулкан Давагез	491	1M	5,33	9,23	10,18	100
Вулкан Гехасар	877/40	1M > 2M <sub>1</sub>	5,33	9,24	10,20	100
Вулкан Карньярых	5506	1M > 2M <sub>1</sub>	5,33	9,24	10,12	100
Вулкан Айчинглы	5362	1M > 2M <sub>1</sub>	5,32	9,22	10,10	100,2
Вулкан Горелый	127-86	1M + 2M <sub>1</sub>	Не опр.			
Вулкан Алней	21-72	1M + 2M <sub>1</sub>	То же			
Паратунское месторождение	127-81	2M <sub>1</sub>				

изученных кристаллов указывает на их принадлежность к лепидомелану –  $(Ng + Nm)/2$  составляет 1,662–1,667. В ассоциации с биотитом могут находиться кислый и средний плагиоклаз, кварц, санидин, а также амфибол, орто- и клинопироксен. Кристаллизация биотита осуществляется в широком температурном интервале (800–1000°C), при этом температура образования находит отражение в конкретных особенностях фенокристаллов.

В таблицах 14, 15 приведены оксидные и кристаллохимические характеристики биотитов из некоторых риолитовых комплексов Закавказья и Камчатки. Данные о химическом составе получены путем анализа чисто отобранных фракций минерала. Крайне интересны помещенные результаты исследования политипных соотношений в биотитах и параметры кристаллической решетки диагностированных модификаций из кислых вулканитов различных геодинамических зон.

Изучение биотитов прежде всего позволило установить их структурное разнообразие, проявляющееся в различном соотношении политипных модификаций 1M и 2M<sub>1</sub>. Кроме типичного, обычно резкопреобладающего в триоктаэдрических слюдах политипа 1M, в большинстве вкрапленников биотита обнаружено присутствие слоев со структурой 2M<sub>1</sub>. Количество последних существенно варьирует, вплоть до резкого их преобладания в биотитах Паратунского экструзива (Камчатка).

Все изученные вкрапленники имеют дефицит водорода, что вообще характерно для интрателлурических биотитов в отличие от метаморфических аналогов. Наблюдается устойчивая корреляция между



количеством водорода и соотношением политипов в структуре кристаллов. Увеличение дефицита гидроксила сопровождается ростом доли слоев со структурой  $2M_1$ . Также отмечаются закономерности в распределении высокозаряженных октаэдрических катионов (обогащение ими слюд с политипом  $2M_1$ ) и изменения параметров кристаллической решетки. Наблюдаемое уменьшение величины угла  $\beta$  для политипа  $2M_1$ , по-видимому, может являться следствием частичной упорядоченности катионов в октаэдрах, а уменьшением параметра  $C$  ( $C_{1M} > 1/2C_{2M_1}$ ) свидетельствует об уменьшении политипа межслоевого пространства за счет отклонения диполя ОН от перпендикуляра к (010).

Обнаруженные вариации кристаллической структуры вкрапленников биотита вполне согласуются с нашими представлениями о различиях в характере магматических очагов и условиях глубинной кристаллизации. Риолиты внутриконтинентальных рифтогенных областей связаны с расплавами более глубокой генерации, чем риолиты окраинно-континентальных рифтов. Глубинные магматические очаги представляли собой стабильные системы с относительно постоянным режимом летучих и высокими значениями  $T$ ,  $P_{\text{общ}}$ ,  $P_{H_2O}$  и др. Близповерхностные очаги кислых магм окраинно-континентальных зон характеризовались нестационарным режимом, колебаниями в значениях  $P$ - $T$  параметров. На фоне низкого парциального давления  $H_2O$  возрастала роль  $O_2$ .

Биотиты, образованные в расплавах, поступавших на поверхность с больших глубин, представлены политипом  $1M$ . Они имеют весьма



совершенную структуру и характеризуются отсутствием или незначительной примесью слоев со структурой политипа  $2M_1$ . Биотиты из малоглубинных камер, напротив, имеют значительное, иногда преобладающее количество слоев  $2M_1$ . Сравнительно низкие температуры кристаллизации (не более  $700^\circ\text{C}$ ) приводили к частичной упорядоченности октаэдрических катионов, а низкое парциальное давление воды вызывало дефицит ОН групп в биотите. Эти два фактора в значительной мере и обеспечивали возможность кристаллизации менее устойчивой для триоктаэдрических слюд политипной модификации  $2M_1$ .

Таким образом, среди минералов-вкрапленников, рассматриваемых с точки зрения генетической информативности, значение биотита несомненно велико. В связи с возможностью существования нескольких политипных модификаций и различием по упорядоченности кристаллической структуры биотит может являться индикатором температурных условий в магматическом очаге, показателем глубинности очага и режима летучих в нем.

**Амфибол.** Вкрапленники амфибола встречаются в риолитах, образованных из расплавов, содержащих около 3,5%  $\text{H}_2\text{O}$ . При большем содержании воды преимущественно кристаллизуется биотит, при существенно меньшем – ассоциация безводных минералов. Амфибол присутствует в риолитах большинства изученных вулканов, но содержание его сильно варьирует даже в породах единой серии вулканитов. Например, количество амфибола среди дацитов вулканов Гутансар и Атис (Армения) достигает 6–8%, в риодацитах – 1,5% (преобладает биотит), в риолитах – единичные зерна. В большинстве случаев амфибол находится в ассоциации с биотитом, плагиоклазом, магнетитом (титаномagnetитом), может также присутствовать и щелочной полевой шпат. Для слабопересыщенных кремнеземом риолитов характерен парагенезис: *Пл + Пир + Амф*. Кристаллизация амфибола соответствует температурному интервалу образования среднекальциевых плагиоклазов ( $880\text{--}920^\circ\text{C}$ ) и, как можно судить по минеральному составу ассоциации, давление при этом не должно быть выше 7 кбар [42].

Амфибол встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов размером 0,3–3 мм. Выделения амфибола имеют яркую бурю окраску. Схема адсорбции  $Ng > Nm \gg Np$ , угол  $2V$  отрицательный, не превышает  $50^\circ$ . Полное погасание свидетельствует о слабой дисперсии оптических осей,  $c$ :  $Ng$  варьирует от 7 до  $18\text{--}20^\circ$ ,  $Ng$  составляет 1,678–1,686,  $Np$  – 1,659–1,663. Вкрапленники часто опацифицированы. Опацитовая кайма состоит из зерен рудного минерала. Составы изученных амфиболов приведены в табл. 16. Для амфиболов из образца риолита Алнейского месторождения (Камчатка) установлено преобладание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  над  $\text{FeO}$  (соответственно 9,08 и 8,00 мас.%). Отношение  $100 \text{ Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$  составляет обычно 50–70%. В целом амфиболы из перлитов относятся к промежуточным разновидностям железо-магнезиальных роговых обманок. Они приближаются по составу к базальтической роговой обманке.

**Пироксен.** Вкрапленники пироксена распространены в риолитах различных геодинамических поясов. Кристаллизация этого минерала



Таблица 16

Химические составы амфиболов (в мас.%)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	42,28	40,47	43,30	46,97	45,79	45,72	45,65	40,90	42,37
TiO <sub>2</sub>	3,02	4,12	1,80	1,63	2,00	2,12	1,51	2,37	3,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,43	11,68	9,00	6,58	7,75	7,41	6,34	11,44	11,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,25	11,85	9,08	11,47	16,70	14,23	23,58	11,92	12,79
FeO			8,00						
MnO	0,26	0,22	0,63	0,28	0,44	0,38	0,74	0,07	0,22
MgO	13,60	13,31	13,63	15,45	12,28	13,15	7,25	13,91	13,36
CaO	10,80	10,74	9,80	11,35	10,15	10,63	9,42	11,22	10,98
Na <sub>2</sub> O	2,68	2,84	1,14	1,51	2,20	2,30	2,11	2,48	2,48
K <sub>2</sub> O	0,76	0,80	1,14	0,63	0,64	0,60	0,69	0,54	0,55
Сумма	96,08	96,03	97,55	95,87	98,05	96,54	97,29	99,96	97,91

1 – перлит, вулкан Гутансар (Армения), обр. Д-4; 2 – перлит, вулкан Гехасар (Армения), обр. 877/40; 3 – перлит, вулкан Алней (Камчатка), обр. 121/70; 4 – перлит, вулкан Алней (Камчатка), обр. 21–72; 5–7 – перлит, Брусиловское месторождение (Приморский край); 8 – дацит, вулкан Эштия (Грузия), обр. 6080; 9 – пемза, Норашенское месторождение (Армения), обр. 6222.

типична для маловодных высококремнеземистых расплавов. Пироксены часто ассоциируют с безводными вкрапленниками: *Кв* + *Пл* + *К*–*Na* полевой шпат + *РМ* и являются наиболее высокотемпературными среди них. Иногда фиксируется одновременное присутствие пироксенов с амфиболом и биотитом: В таких ассоциациях пироксен связан с первой генерацией плагиоклаза. Температура гомогенизации включений в плагиоклазе достигает 1100°C. Их кристаллизация, по-видимому, имела место в сравнительно глубоких частях очага в начале процесса минералообразования: преобладание Fe<sup>2+</sup> в составе пироксена указывает на низкий потенциал O<sub>2</sub>.

Моноклинный пироксен встречается в различных разновидностях риолита в количестве единичных зерен, максимум сотых долей процента. Размер вкрапленников составляет 0,2–1,5 мм. Кристаллы призматической формы часто образуют сростки. Наблюдаются случаи как простого, так и полисинтетического двойникования по (100). Отмечены следующие вариации оптических констант: *Ng* – 1,712–1,720, *Np* – 1,680–1,690, *c*: *Ng* – 41–48; положительный угол 2*V* составляет 50–60°.

Диоксид обнаружен в единичных зернах в риолитах вулканов Гутансар и Атис (Армения). Призматические кристаллы размером 0,1–0,5 мм имеют травяно-зеленую окраску *Ng'* = 1,696, *Np'* = 1,668, *c*: *Ng* равен 39°. Межплоскостные расстояния: 3,01(10), 2,51(10), 1,62(6), 1,01(7), 1,06(7).

Моноклинные пироксены из риолитов Приморья и Хабаровского края относятся к авгиту. Такие пироксены обнаружены в породах Брусиловского, Новгородского месторождений Приморья и на проявлениях Белогорской группы (Хабаровский край).

Авгит также установлен в перлитах Айчинглы (Азербайджан), Мухорталы (Бурятия). Для кислых эффузивов Камчатки характерны более кальциевые пироксены состава авгит-салит.



Ромбический пироксен во вкрапленниках (и в микролитах) встречается реже, чем моноклинный. Как правило, он представлен гиперстеном, содержащим 20–24% FeO.

Сравнительно широко ромбический пироксен распространен в риолитах Закарпатья. Он образует парагенезис с кварцем, что подтверждается характером биминеральных сростков. Кристаллы гиперстена массива Ардов имеют  $Ng - 1,703$ ;  $Np - 1,695$ , отрицательный угол  $2V - 50-60^\circ$ . Содержание ферросилитовой молекулы Fs около 33 мол.%. В стекловатых риолитах месторождения Палхаза (Токайские горы, Венгрия) В.В. Наседкиным был установлен высокожелезистый пироксен. — эвлит, содержащий около 40% FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [42].

Среди плиоцен-четвертичных риолитов Малого Кавказа ромбический пироксен отмечен в почти афировых породах Артени и Атиса. Как и присутствующий клинопироксен, ромбический пироксен образует единичные зерна, диагностируемые как гиперстен: 3,17(10), 2,48(9), 2,11(9). В относительно древних перлитах месторождения Накалакеви (Джавахетский блок, Грузия), возраст которых составляет 5–6 млн лет, ромбический пироксен относится к энстатиту.  $Ng' - 1,666$ ,  $Np' - 1,658$ , межплоскостные расстояния: 3,14(10), 2,83(7), 2,66(9), 2,49(10), 1,48(9). Кристаллизация энстатита отражает пониженную железистость исходных магматических расплавов.

Ромбический пироксен довольно часто присутствует в риолитах Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Он ассоциирует с кварцем, полевыми шпатами, клинопироксеном, рудным минералом, может сопутствовать биотиту и амфиболу. По составу ромбический пироксен соответствует гиперстену; в перлитах Белогорской группы проявлений его состав приближается к составу бронзита — содержание FeO составляет чуть более 16%. В единственном случае на Средочном месторождении цеолитизированных туфов был установлен феррогиперстен. В гиперстенах из перлитов Брусиловского месторождения фиксируется пониженное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,55%, несмотря на существенную глиноземистость пород (12–14%).

**Гранат.** Присутствие граната среди вкрапленников — характерный показатель высоких давлений в магматическом очаге. В то же время кристаллизация этого минерала при реальных значениях давления свидетельствует о существенной ненасыщенности расплава водой (не более 1,5–2%). При большем содержании воды следует ждать появления пироксена или амфибола. Сочетание таких условий редко реализуется в расплавах, извержение которых на поверхность приводило к формированию риолитов с зонами перлитовых стекол. Не случайно, что присутствие граната в таких вулканитах отмечается гораздо реже, чем, например, появление граната в "сухих" гранитоидных интрузивах. Гранат встречается в нормальных известково-щелочных и глиноземистых риолитах, в щелочных разновидностях с пониженным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> он не отмечается.

Вкрапленники граната установлены В.В. Наседкиным в одном из ранних потоков массива Артени [42]. Магматический очаг, питавший этот вулкан, отличался большими размерами и глубоким залеганием даже по



сравнению с таковыми аналогичных магматических систем Малого Кавказа, для которого вообще характерна глубокая генерация кислых палингенных магм. Кристаллизация граната указывает на то, что давление в очаге достигало не менее 10–12 кбар.

Гранат присутствует в породе в виде изометричных зерен размером от 0,1 до 1,5 мм. Он образует парагенетическую ассоциацию с моноклинным пироксеном. В гранате преобладает альмандиновая составляющая (70%), что достаточно типично для гранатов из кислых эффузивов. Примечательно повышенное содержание MnO, что свойственно также пироксену и может рассматриваться как доказательство их парагенетичности.

**Оливин.** Вкрапленники оливина нередко встречаются в кислых эффузивах. Образование оливина осуществляется, по-видимому, при температуре около 1000–1270°C и сравнительно при небольшом давлении (до 8 кбар), особенно парционном давлении H<sub>2</sub>O. Фенокристы оливина присутствуют в кислых вулканитах, сформировавшихся из дифференциатов глубинных базитовых магм, возможно подвергнутых интенсивной ассимиляции в близповерхностных очагах. Содержание SiO<sub>2</sub> в наиболее кислых составляющих вулканических серий не превышает 70–72%. Характерный пример таких пород – оливинсодержащие риодацитовые пемзы из некоторых вулканов Южной Камчатки. В палингенных кислых магмах, очевидно, отсутствовали условия для кристаллизации оливина. Поэтому обнаружение в перлитах зерен оливина в первую очередь указывает на необычную эволюцию расплава, базитовую природу первичных порций и на достаточно "сухие" условия в магматическом очаге.

Присутствие оливина как акцессорного минерала отмечено в гиалориодацитах Закарпатья, в частности в породах Ужгород-Хустского хребта (В.С. Соболев и др., 1947 г.) и в перлитах Герцевского месторождения. Содержание фаялитового компонента 70–90%.

**Рудный минерал.** Интрателлурические выделения рудных минералов установлены во всех разновидностях перлитов, не затронутых глубоко процессами изменения. Как правило, это или отдельные кристаллы размером 0,3–1,7 мм с различными гранями куба и октаэдра, или сростки этих кристаллов.

Наибольшее распространение имеет титаномагнетит. Самостоятельные выделения ильменита были определены в перлитах вулканов Гутансар и Гехасар (Закавказье). Исследование на микрозонде титаномагнетитов показало наличие во многих кристаллах структуры распада. Вещество между ламелями в титаномагнетите существенно обогащено Fe и соответствует магнетиту. Примесь MnO составляет 0,7–1,9%. Количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,25–0,9 и MgO – 0,41–1,96 указывает на малую долю шпинелевого компонента MgAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, что, по-видимому, отличает изученные выделения от их аналогов в дацитах и андезитах [42].

Среди акцессорных минералов в породах разных вулканов наиболее часто наблюдались апатит и сфен. Последний установлен в перлитах Давагеза, Айчинглы (Закавказье) и ряда вулканов Камчатки. В рассматриваемых комплексах отмечены находки циркона, монацита, ортита.



ГЕОЛОГИЯ  
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В зависимости от условий образования месторождения перлита можно сгруппировать в три основных генетических типа: эффузивно-экструзивный, эксплозивный и субинтрузивный. Обычно в пределах одного вулканического комплекса встречаются все перечисленные типы месторождений. Вблизи вулканических жерловин, как правило, накапливаются пирокластические образования. Принято считать, что кислые эффузивы не образуют крупные, протяженные потоки. Однако в некоторых вулканических областях известны комплексы, содержащие потоки протяженностью до 5–8 км. Крупные кислые потоки характерны для зон эпиорогенного или эпиконтинентального вулканизма. В островодужных системах вулканические стекла образуют относительно небольшие тела: экструзивные купола и отходящие от них короткие потоки. Известны мелкие потоки, связанные с трещинами, которые окаймляют кальдеры.

Наиболее крупные месторождения в нашей стране связаны с эффузивно-экструзивным и эксплозивным типами. Перлитовые тела в пределах этих месторождений достигают весьма крупных объемов, порядка 100–200 млн м<sup>3</sup>.

Месторождения перлита по регионам описаны в следующей последовательности: Закавказье, Приморский край, Хабаровский край, Забайкалье. Месторождения других регионов детально были охарактеризованы ранее в предыдущих публикациях [18, 25, 28, 34, 40, 65, 106, 108].

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАКАВКАЗЬЯ

Как было отмечено, перлиты Закавказья генетически связаны с пятью самостоятельными вулкано-тектоническими блоками: Джавахетским, Арагацким, Гегамским, Сюникским и Вардениским (рис. 14).

*Арагацкий блок*

**Вулканический массив Артепи.** Массив Артепи расположен на юго-западном склоне горы Арагац, в пределах своеобразной депрессии подковообразной формы, открытой на юго-запад. Диаметр депрессии составляет около 8 км. На севере она ограничена дуговым разломом. Морфологический край депрессии фиксируется уступом высотой до 20–30 м, вдоль которого проходит край крупного лавового потока, ответвляющегося от вершинной зоны г. Арагац.

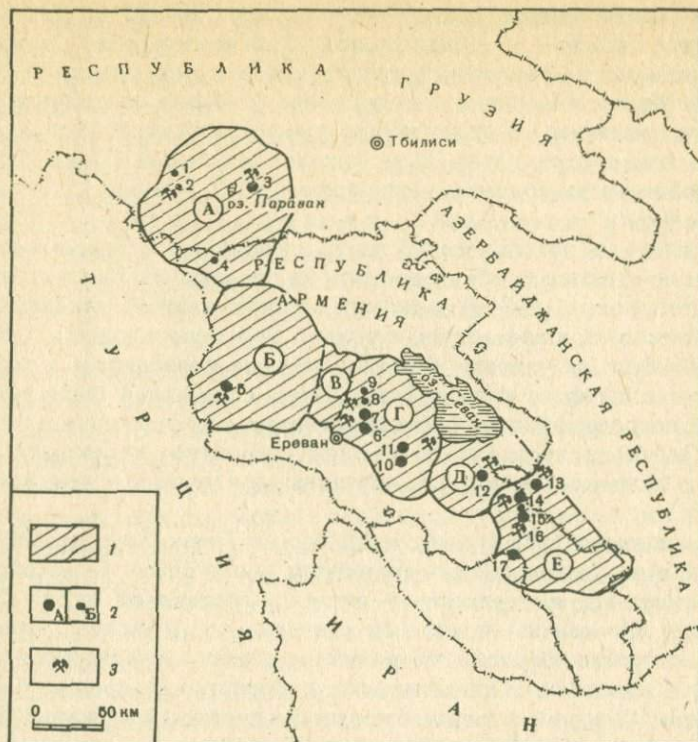


Рис. 14. Схема размещения вулcano-тектонических блоков и месторождений перлита на территории Закавказья (по К.Г. Шириняну с дополнениями А.М. Гараева)

1 – блоки – буквы в кружках: А – Джавахетский, Б – Арагацкий, В – Разданская зона, Г – Гегамский, Д – Сюникский, Е – Сисианский); 2 – месторождения (А) и проявления (Б) перлита (цифры на карте): 1 – Накалакеви, 2 – Ничгори, 3 – Параванское, 4 – Ени-Ёль, 5 – Артеи, 6 – Джраберское, 7 – Чаренцеванское, 8 – Фонтан, 9 – Алапарс, 10 – Гехасар, 11 – Спитаксар, 12 – Карнырых, 13 – Кечалдаг, 14 – Давагез, 15 – Карахач, 16 – Базенк, 17 – Сатаинакар; 3 – разведанные месторождения

Вулканический массив Артеи представляет сложный комплекс, состоящий из серии потоков и экструзий; в общей сложности можно выделить три крупных вулканических центра, расположенных непосредственно на территории массива (рис. 15). В пределах массива широко распространены различные породы: вулканический песок, лапилли, пепел, перлиты, обсидианы, риолиты. Выделяются экструзивные и эффузивные фации пород.

Форма массива в плане весьма неправильная. Морфологически он напоминает каплю, сильно растекшуюся от центра в двух направлениях: на юг и юго-запад. Размер массива по диагонали с юго-запада на северо-восток составляет около 11 км, а с юга на север – порядка 7,5 км. Общая площадь массива около 30 км<sup>2</sup>.

В целом массив представляет горную систему, склоны которой круто обрываются к востоку и полого понижаются в западном направлении. Восточный склон вулкана Артеи имеет вид уступа. Перепад высот от



края уступа до днища долины составляет 150–200 м. От уступа начинается плато, в центральной части которого находится возвышающаяся в виде некка вершина с абсолютной отметкой 2120 м. Как уже было упомянуто, в пределах массива выделяются три предполагаемых центра извержения: северо-восточный (Топак Блур), главный, или центральный (Мец Артени), и южный (Покр Артени). Центры обозначены соответственно цифрами 1, 2, 3 на рис. 15 (см. вкл.).

Северо-восточный центр (Топак Блур). Рассматриваемый вулканический центр расположен в северо-восточной части массива; площадь обнажающейся на поверхности части структуры составляет около 3 км<sup>2</sup>. В действительности данный вулканический массив, вероятно, занимает значительно большую площадь. Об этом свидетельствуют результаты бурения, которое проводилось в долине в 1,5–2 км к востоку от купола Топак Блур. Скважиной были вскрыты риолиты, петрографически близкие риолитам, ответвляющимся от Топак Блура. Западная часть этого массива, вероятно, перекрыта более поздними лавовыми породами, связанными с главным центром Мец Артени.

В данное время северо-восточный массив Топак Блур представляет куполовидную возвышенность диаметром около 350 м. Относительное превышение над поверхностью потоков составляет около 200 м. Наиболее древними породами данного комплекса являются пирокластические образования, в составе которых участвуют обломки дацитов и риолитов. Ориентировка и сортировка среди обломков отсутствуют. В ряде случаев наблюдается отчетливое спекание. Размер обломков варьирует от 0,5 до 10 см. Выше пирокластических образований залегают риолиты, которые образуют короткие потоки протяженностью около 250 м, крутообрывающиеся в северо-восточном направлении. Риолиты имеют характерную флюидальную текстуру. На удалении примерно 200 м от центра ориентировка флюидальности близка к горизонтальной, неподалеку от вулканического центра она становится крутонаклонной. Риолитодациты потоков прорваны дацитовой экструзией.

Как уже было отмечено, северо-восточный вулканический центр рассматривается как относительно крупный риолитодацитовый вулкан, существовавший на месте современного вулкана Артени, значительная часть которого перекрыта более поздними и современными образованиями. Для пород северо-восточного центра по сравнению с остальными породами Артени, характерно несколько более низкое содержание SiO<sub>2</sub> (67–70% против 75–76 мас.%) и повышенные содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16 против 13,5 мас.% и 1,5 против 0,7 мас.% соответственно).

Главный вулканический центр извержения (Мец Артени). Морфологически этот центр состоит из двух основных структур: платообразной возвышенности и купола, имеющего форму усеченного конуса. Плато образовано системой потоков, ответвляющихся от единого центра. Оно сравнительно полого повышается в направлении купола. Между куполом и поверхностью плато настолько резкий перегиб, что создается впечатление, что купол прорывает потоки. На этом основании можно предположить, что потоки образовались значи-



тельно раньше купола и изливались из кратера, предполагаемый диаметр которого составлял 1200–1500 м. Диаметр кратера реконструируется по размеру его купола. В дальнейшем целесообразно рассмотреть отдельно куполовидную постройку и систему горизонтально залегающих потоков.

Морфологически куполовидная постройка имеет асимметричное строение. Восточная часть ее довольно круто обрывается в сторону долины. Поверхность западной части, крутонаклонная вблизи вершины, сравнительно полого переходит в потоки на расстоянии 2000 м от нее (см. рис. 15). Диаметр основания купола около 1200 м. Высота купола по вертикали от поверхности потоков составляет порядка 400 м.

В структурно-геологическом плане куполовидная постройка состоит из следующих элементов: системы кольцевых экструзий, ответвляющихся потоков, побочных экструзивных куполов и пирокластического основания.

Кольцевые экструзии отчетливо заметны в рельефе, так как они представляют собой дайкообразные тела мощностью до 100 м, отделенные друг от друга глубокими узкими впадинами, вдоль которых проходят кольцевые разломы, отделяющие одну экструзию от другой.

От кольцевых экструзивных тел и ядра ответвляются потоки. Поток риолита наибольшей протяженности связан с кольцевой экструзией нижнего яруса. Этот поток распадается на два языка длиной 3,1 км и около 2,8 км. Поток состоит из тонкополосчатого риолита, который в верхней части местами сменяется полустекловатой породой. С кольцевой экструзией второго яруса связан поток, состоящий в основном из полустекловатого риолита. Длина этого потока 1,1 км, мощность около 40 м. Самый верхний поток ответвляется от ядра на вершине Мец Артени. Поток очень четко выделяется в рельефе. Верхняя поверхность довольно ровная и как бы состоит из отдельных плоских плит, почти соприкасающихся друг с другом. Зазоры между отдельными плитами составляют 10–15 см.

Крутой склон Артени, ниже кольцевых экструзий, состоит из крупноглыбовой осыпи, которая, вероятно, сформировалась непосредственно во время экструзивной деятельности за счет обрушения стенок кольцевых экструзий.

К побочным вулканическим аппаратам относятся три экструзии, расположенные на кольцевом разломе к северу от вершины Мец Артени.

Наиболее крупный экструзив, расположенный на кольцевом разломе, имеет весьма сложное строение. Он состоит из центрального купола и трех ответвляющихся от него небольших потоков. Экструзив имеет зонально-кольцевое строение. Ядро центра представлено обсидиан-перлитовой брекчией. Вокруг ядра расположена зона весьма своеобразных обсидиан-риолитовых пород. На юго-западной окраине экструзивный купол осложнен небольшой дополнительной экструзией риолита (второй экструзив). Поток, ориентированный строго на запад, состоит из плотного перлита, который во фронтальной части сменяется массивным перлитом. Длина потока около 1 км. Северо-западный поток состоит из тонкополосчатого риолита, который во фронтальной части сменяется обсидиано-перлитовой брекчией, и, наконец, на север отходит поток, состоящий из полустекловатого риолита, северное окончание этого потока



представлено обсидианом. Северный поток состоит из плотного перлита. Длина северо-западного и северного потоков около 1000 м.

Третья экструзия расположена несколько особняком от первых двух. Она приурочена к тому же кольцевому разлому, что и экструзии, рассмотренные выше. Экструзия имеет эллипсоидную форму и отчетливое зональное строение.

Риолитовая зона обнажается в виде обрывов вдоль западного края купола, а также в глубоких понижениях рельефа, в его центральной и восточной частях. Риолит представлен двумя разновидностями: хорошо окристаллизованной и полустекловатой. Мощность риолита значительная — от 50 до 100 м.

На риолитах обычно залегает обсидиан мощностью до 20–30 м.

Обсидиан-перлитовая брекчия образует относительно маломощную зону на контакте обсидиана и перлита. Мощность зоны колеблется от 5–10 до 20–30 м. Обсидиан-перлитовая брекчия в виде многочисленных пятен обнажается в нижней части купола.

Перлит образует довольно выдержанную зону в верхней части купола и в его юго-восточной части. В верхней части потока мощность перлита достигает 100–150 м, в юго-восточной — порядка 100 м. Перлит представлен высокопористой и пемзовидной разновидностью. Среди перлита встречаются многочисленные тела обсидиан-перлитовой брекхии, иногда в виде даек. Дайки этого типа можно отнести к бескорневым структурам выжимания или к так называемым псевдоэкструзивным образованиям.

В основании комплекса Мец Артени залегают пирокластические образования, которые имеют широкое площадное распространение. Мощность пирокластических образований составляет от 60 до 180 м: Наибольшая мощность наблюдается между главным и южным центрами извержения. К северу от главного кратера мощность пирокластических образований составляет около 70 м.

Здесь они, как было отмечено ранее, перекрывают пирокластические отложения Северо-Восточного вулканического центра. В периферической части пирокластической толщи залегают переотложенные вулканогенные породы, имеющие большое сходство с пирокластами, но отличающиеся от них окатанной формой обломков и наличием примесей более ранних пирокластических образований. Такие отложения образовались до основных эксплозий в результате размыва и переотложения ранее выброшенного материала, возможно связанного с деятельностью Северо-Восточного центра. Переотложенные породы имеют слоистость, параллельную поверхности, на которой они отлагались. В отрицательных формах рельефа (желобах, впадинах, понижениях) мощность переотложенных пород увеличивается. Обнажение переотложенных образований, предшествующих эксплозивной деятельности главного комплекса Артени, наблюдается в овраге к северо-востоку от главного центра.

В некоторых местах, где проходило гидротермальное изменение пирокластических образований по трещинам, породы приобретают розовый и даже оранжевый цвет за счет ожелезнения.

Как ясно из предыдущего описания, среди потоков Артени можно



выделить две системы. К первой системе относятся потоки ранних фаз извержения, которые ответвляются от гипотетического кратера. Они как бы прорываются более поздними экструзивными образованиями главной вулканической постройки. Ко второй системе потоков относятся потоки завершающих фаз формирования вулканического комплекса. Эти потоки перекрывают все более ранние образования и в какой-то степени синхронны с экструзиями.

Наиболее крупным из ранних потоков является так называемый юго-западный поток. Поверхность потока представляет холмистое изрезанное оврагами плато, плавно повышающееся в сторону вулканического центра. Общая протяженность потока порядка 8500 м. На севере поток перекрывает дацитами вулкана Арагац, поэтому ширину потока не везде можно установить однозначно. Вблизи предполагаемого кратера ширина потока около 800 м, а неподалеку от западного окончания она достигает 2,5–3 км. Максимальная мощность потока в западной фронтальной части около 150–200 м. Языки стекловатых пород, ответвляющихся к югу от главного тела, имеют мощность порядка 20–30 м. Поток состоит из вулканического стекла: перлита, обсидиана, перлито-обсидиановой брекчии.

Риолиты, которые, вероятно, образуют нижнюю зону, выходят на поверхность в виде небольших бескорневых куполов или отдельных горизонтально залегающих участков.

Юго-западный поток имеет зональное строение. Зональность достаточно четко выражена на всем протяжении потока. Нами выделяются четыре зоны: риолита, обсидиана, обсидиан-перлитовой брекчии и перлита.

Нижняя зона представлена риолитом. Как уже отмечалось, риолит вскрыт эрозией не повсеместно. Он образует или отдельные участки протяженностью в несколько метров, или бескорневые купола изометричной формы. Глыбы риолита иногда встречаются в перлите в верхней зоне. Видимая мощность риолита колеблется от 2–3 до 10–20 м. Выше риолита залегает обсидиан. Зоны обсидиана более значительны и выдержаны по простиранию. Видимая мощность обсидиана составляет 20–30 м. Зона обсидиано-перлитовой брекчии выдержана повсеместно, по-видимому, вдоль всего потока. Мощность ее значительна и местами достигает 50 м. Верхняя поверхность зоны брекчии неровная. Для фронтальной части потока характерны языки брекчии, глубоко вдающиеся в перлитовую зону. Верхняя зона перлита имеет мощность от 25–60 м в окончании потока до 150 м в его центральной части. По вертикали перлитовая зона неоднородна. Наблюдается увеличение пористости перлита снизу вверх. В нижней части перлитовой зоны пористость перлитовых пород не превышает 10–12%, в верхней части она достигает 30–50%. Для верхней перлитовой зоны характерна глыбовая отдельность.

Близкратерная часть состоит преимущественно из плотного перлита с хорошо выраженными следами течения. Прослои обсидиана тяготеют к нижней части потока, в верхних частях содержание обсидиана уменьшается. Среди перлита есть прослои, содержащие участки сферолитовой кристаллизации и частично раскристаллизованные стекла, близкие к гялориолитам.



Центральная часть Арагацкого перлитового потока характеризуется наибольшей мощностью (до 150 м). В этой части потока достаточно четко выражены основные зоны, из которых состоит поток (снизу вверх): риолит-обсидиан-перлит. Зона перлита может быть подразделена на четыре подзоны: плотного перлита, слабо пористого, пористого и пемзовидного. Фронтальная часть Арагацкого потока имеет агломератовое строение.

В северном и восточном направлении от главной вершины отходят потоки, которые сливаясь, образуют единую систему "лепестков", расположенную по отношению к центру. Все потоки заканчиваются обрывистыми уступами высотой до 80–100 м. Длина потоков от основания купола до их краев составляет 1700–1800 м. Потоки распадаются на отдельные языки, ширина которых порядка 800–900 м. Средняя мощность потоков около 80–90 м. Из данной системы потоков с промышленной точки зрения наиболее интересен северный поток. Фронтальная часть потока состоит из плотных белых перлитов. Они образуют куполовидные возвышенности по краям потока. Местами эти породы переходят в типичные тонкополосчатые полустекловатые риолиты.

Центральная часть потока имеет зональное строение. Внизу залегают плотные перлиты. Макроскопически это серые со слабым коричневым оттенком породы. Пористость плотных перлитов в среднем составляет 7–12% и не превышает 20%. Мощность плотных перлитов составляет 100 м.

Верхняя зона мощностью до 50 м представлена слабопористым перлитом белой окраски. Характерной особенностью перлитов, слагающих этот поток, является отсутствие пористых и пемзовидных разновидностей в его верхней части. Для перлитов этого потока характерно также почти полное отсутствие включений обсидиана.

**Арегская вулканическая гряда.** Арегская вулканическая гряда расположена в 3,5 км к северу от главного центра Мец Артени. Она представляет самостоятельный вулканический центр, морфологически напоминающий цепочку холмов широтного простирания (рис. 16). Гряда прослеживается на поверхности 1500 м. Истинная ее протяженность, по видимому, несколько больше: в восточной части слагающие гряду породы перекрываются более молодыми дацитами и туфами, которые генетически, вероятно, связаны с вулканом Арагац. Несмотря на небольшие размеры, Арегская вулканическая гряда имеет довольно сложное строение. В структурном плане она приурочена к разлому, который, по нашему мнению, на севере ограничивает вулканотектоническую впадину массива Артени. На главном разломе расположено несколько вулканических центров. Параллельно главному разлому проходят оперяющие разломы, к которым приурочены дайкообразные тела обсидиано-перлитовой брекчии. Так же как и массив Артени, гряда состоит из кислых вулканогенных пород, среди которых выделяются эксплозивные, экструзивные и эффузивные образования. По составу лав и характеру вулканизма Арегская гряда весьма близка массиву Артени и образовалась в то же геологическое время.

Главный разлом проходит по вершине гребня гряды. На нем расположены два вулканических центра – западный и восточный. Наиболее крупный поток отходит от западного центра. Его длина



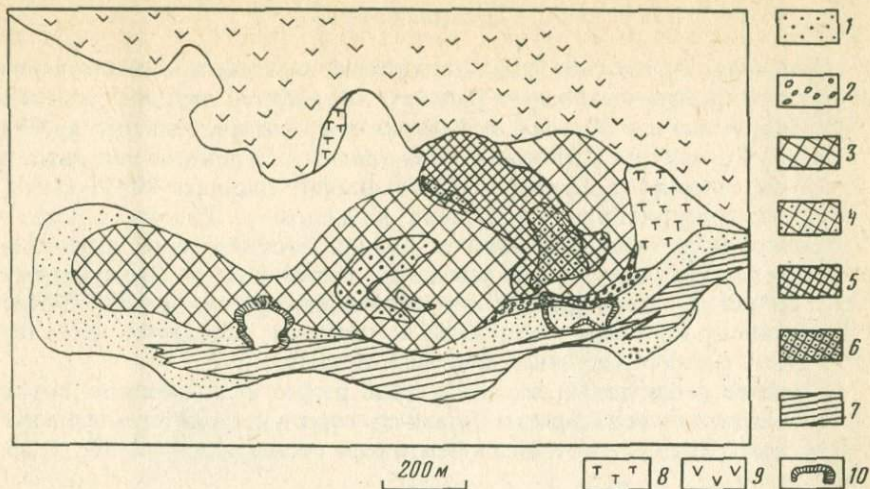


Рис. 16. Геологическая карта Арегской перлитовой гряды; составили В.С. Знаменский, В.В. Наседкин, Н.Н. Сергеев

1, 2 – пирокластические образования (1 – нижнего горизонта, 2 – верхнего горизонта); 3 – слабопористые перлиты с глыбовой отдельностью; 4 – то же, с высоким содержанием обсидиана (более 10 об.%); 5, 6 – слабопористый флюидалный перлит: 5 – с низким содержанием обсидиана, 6 – содержащий более 20 об.% обсидиана; 7 – обсидиан-перлитовые брекчиевые породы; 8 – сваренный туф; 9 – андезит-дацит; 10 – карьеры

составляет около 750 м. Мощность – порядка 20 м. Поток состоит из брекчиевого перлита. В виде примеси в перлите присутствует обсидиан. Среднее содержание обсидиана составляет 5–10%. В верхней части потока, вблизи вулканического центра, содержание обсидиана в перлите достигает 10–20%.

От второго вулканического центра, расположенного западней, ответвляются два разновозрастных потока. Нижний поток, как и первый, представлен брекчиевым перлитом. Верхний поток состоит из флюидалного перлита. Он ориентирован на северо-запад от вулканического центра. Мощность потока около 15 м. В верхней части потока залегают породы, обогащенные обсидианом (до 20%). Длина этого потока 450–500 м.

К югу по периферии вулканической гряды проходит крупное дайкообразное тело обсидиан-перлитовой породы. Дайка ориентирована в субширотном направлении. Длина дайки около 1300 м. Мощность варьирует от 15 до 150 м. Дайка прорывает пирокластические породы.

Обсидиано-перлитовая брекчия, образующая дайку, состоит из округлых выделений обсидиана, погруженных в перлитовую массу фиолетово-коричневого цвета.

Рассматриваемая дайка приурочена к разлому, оперяющему главный разлом, на котором расположены вулканические центры. В пределах главного разлома расположены и более мелкие экстрוזии, фиксируемые в виде отдельных крупных блоков размером до 50–100 м в поперечнике. Экструзивные перлиты представлены теми же разновидностями, которые образуют потоки Арегской гряды.



В пределах Гегамского блока риолитовые вулканы и месторождения перлита сосредоточены в двух районах: на западной окраине (массивы Гутансар, Агис) и к востоку от центрального водораздельного хребта (Гехасар, Спитаксар). Западная группа риолитовых центров находится в 25–45 км северней г. Еревана. Они занимают площадь  $20 \times 15$  км<sup>2</sup>. С запада эта территория ограничена каньоном р. Раздан, с юга – Елгованской долиной. Долина р. Раздан соответствует крупному глубинному разлому, разделяющему Гегамский и Цахкуняцкий тектонические блоки. Другой меридиональный разлом контролирует положение риолитовых вулканов и отделяет западную окраину Гегамского блока от восточной приподнятой части.

В районе наблюдается весьма полный разрез вулканических пород неоген-четвертичного возраста. Детали строения и история формирования Гегамского блока рассмотрены в целом ряде публикаций [2, 4, 16, 17, 25, 35, 43, 66].

**Массив Гутансар и Джраберские риолитовые экструзивы.** Гутансар является главным вулканическим центром в западной группе риолитовых вулканов Гегамского блока. Это вулкан центрального типа с куполовидной вулканической постройкой и протяженными лавовыми потоками. Вдоль концентрических разломов на западной окраине вулкана расположена группа трещинных риолитовых экструзивов.

Генетически и морфологически Джраберские купола связаны с Гутансаром, образуя вместе с ним единое Гутансар-Джраберское вулканическое поле (рис. 17, см. вкл.). Здесь сконцентрирована огромная масса перлитовых пород. Из них не менее 165 млн м<sup>3</sup> связано с зональными потоками вулкана Гутансар и около 370 млн м<sup>3</sup> – с экструзивными телами. По масштабам перлитовых залежей эта вулканическая структура не уступает Арteni и, по-видимому, является одной из крупнейших в мире.

Частично строение вулканического поля описано в работах [3, 17, 25, 41]; нами впервые приводится характеристика Гутансар-Джраберской структуры в целом с выделением отдельных геологических тел риолитовых пород, а в пределах этих тел – основных петрографических разновидностей.

**Г у т а н с а р.** Вулканическая постройка Гутансара имеет форму правильного купола с диаметром основания 2,5–3,0 км и высотой около 300 м. Северные и восточные склоны Гутансара довольно крутые, западный и южный, постепенно выполаживаясь, переходят в окружающее массив поднятие. Размер поднятия – около 10 км в поперечнике. Вулканическая постройка состоит главным образом из кислых пород: риолитов и дацитов. Средние и основные вулканыты, участвующие в строении Гутансара, связаны с боковыми центрами, расположенными на склонах вблизи вершины. Их разрез начинается с грубообломочных перлитовых проклястов, видимая мощность которых 25–30 м. Пирокласты обнажаются у северного основания вулкана. Толща состоит из нестратифицированных обломков перлита размером 10–15 см. Количество окристаллизованного риолита, обсидиана и пирокластического материала не превышает 10%. Пирокласты перекрыты одним из риолитовых

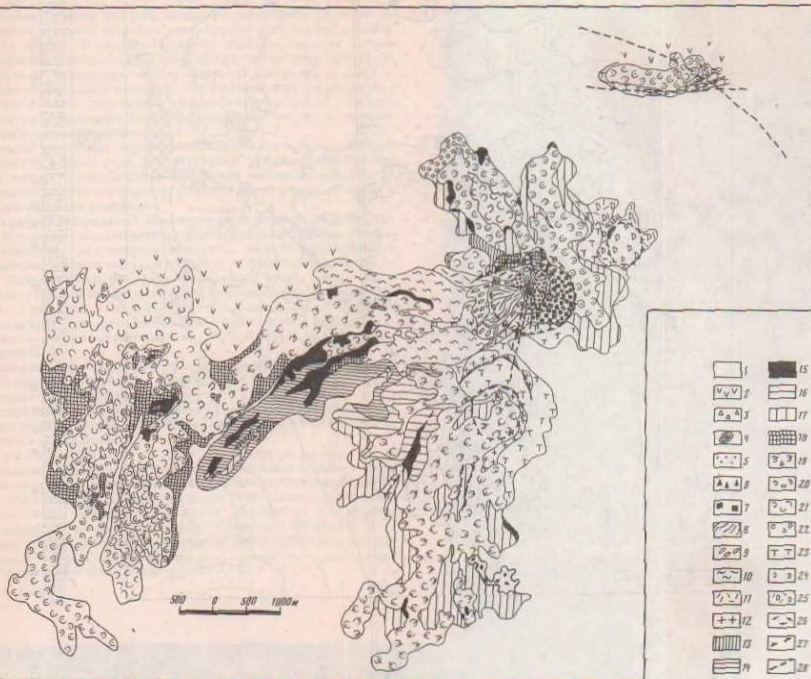


Рис. 15. Геолого-петрографическая карта массивов Артек; составили В.В. Наседкин, И.И. Сергеев с использованием материалов С.Г. Карафетва

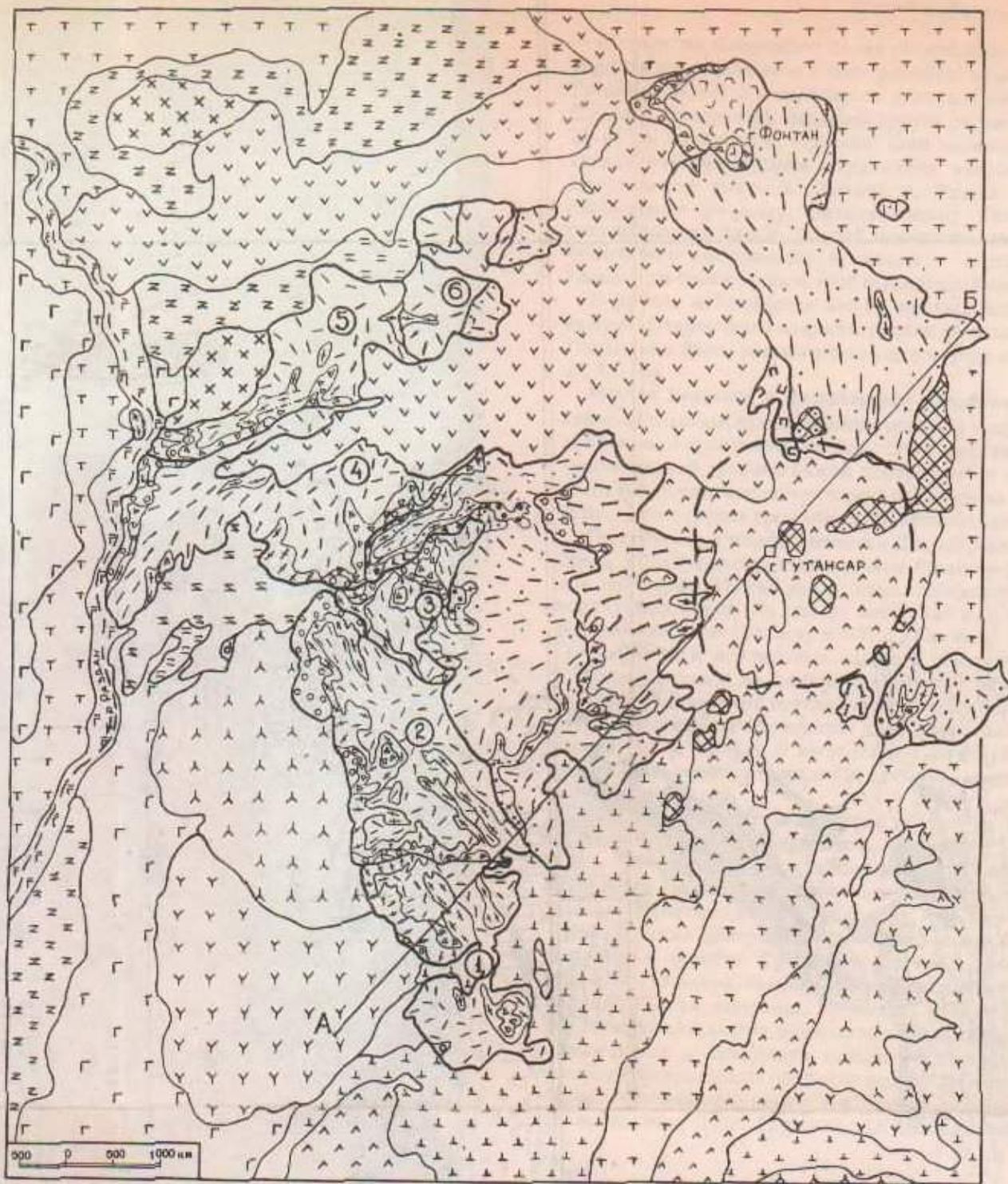
1 - современные отложения; 2 - дниты; 3 - вапцковые брекчии; 4 - риолиты главного интрузива; 5 - кольцевой дайки главной части эвстраузы; 6 - эвстраузная брекчия; 7 - крупноглобовая осьмия; 8 - томофоидальный риолит завершающей

стадии извержения; 9 - грубопослойчатый риолит поздней стадии извержения; 10 - томофоидальные риолиты поздней стадии извержения; 11 - гвадрилиолиты; 12 - плотный перлит с обсидианом; 13 - обсидиан-риолитовая брекчия; 14 - брекчиевый гвадрилиолит; 15 - обсидиан; 16 - плотный перлит; 17 - плотный перлит с включенными обсидианом; 18 - риолит-обсидиан-перлитовая брекчия; 19 - пористый и пемзоидный

перлит с глыбистой отдельностью; 20 - флюидальный пористый и пемзоидный перлит; 21 - водистый перлит; 22 - томопослойчатый гвадрилиолит; 23 - пирокластические образования, связанные с главными вулканическими центрами; 24 - флюидальный дацит; 25 - пирокластические образования; 26 - грубопослойчатый пемзоидный перлит; 27 - вулканические центры (цифры в кружках); 28 - разломы

- |    |    |
|----|----|
| 1  | 15 |
| 2  | 16 |
| 3  | 17 |
| 4  | 18 |
| 5  | 19 |
| 6  | 20 |
| 7  | 21 |
| 8  | 22 |
| 9  | 23 |
| 10 | 24 |
| 11 | 25 |
| 12 | 26 |
| 13 | 27 |
| 14 | 28 |





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35
- 36
- 37

По А-Б

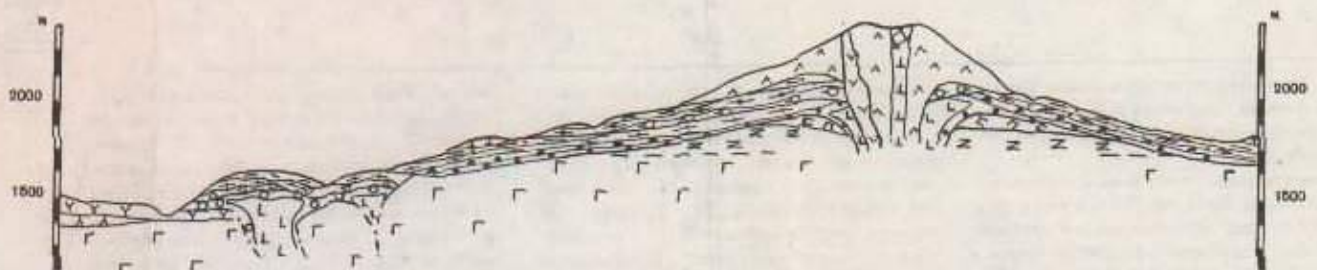


Рис. 17. Геолого-петрографическая карта Гутансар-Джаберского вулканического поля; составили А.М. Гараев, В.В. Наседкин с использованием материалов С.Г. Карапетяна

1 - делювиальные отложения; 2 - кварцсодержащие андезит-базальты; 3 - афирные андезит-базальты; 4 - шлаки андезито-базальты; 5 - шлаковые конусы; 6 - афирные андезиты; 7 - дациты; 8 - пористые порфириновые перлиты риодацитовых потоков; 9 - то же, слабопористые перлиты; 10 - то же, порфириновые обсидианы; 11-15 - разновидности риолитов зональных потоков: 11 - пористые перлиты, 12 - слабопористые перлиты, 13 - плотные брекчиевидные перлиты, 14 - обсидианы, 15 - окристаллизованные риолиты; 16 - пирокластические перлиты; 17-21 - разновидности риолитов Джаберских

экструзивов: 17 - пористые перлиты, 18 - слабопористые перлиты, 19 - плотные брекчиевидные перлиты, 20 - обсидианы, 21 - окристаллизованные риолиты; 22-25 - разновидности риолитов вулкана Фонтан: 22 - пористые перлиты, 23 - слабопористые перлиты, 24 - обсидианы, 25 - окристаллизованные гиадриолиты; 26 - крупнозернистые базальты; 27 - долеритовые базальты; 28 - глины и диатомиты; 29 - андезито-базальты со столбчатой отдельностью; 30 - порфириновый окристаллизованный риодацит; 31 - андезит и андезито-базальт; 32 - андезито-дацит и дацит; 33 - базальт и андезито-базальт; 34 - контур куполовидный постройки Гутансар; 35 - прототектонические трещины; 36 - геологические границы; 37 - джаберские экструзивные купола (цифры в кружках)



потоков, которые ответвляются от вулкана в западном, северном и восточном направлениях. Мощность потоков нижней риолитовой серии составляет в среднем 40–50 м. Во фронтальной части она нередко возрастает до 65 м. Встречающееся в описаниях [25] значение мощности потоков, равное 150 м, является завышенным и относится к экструзивным куполам, которые эти потоки частично перекрывают (см. рис. 17).

Риолитовые потоки имеют зональное строение. В нижней части (примерно на 1/3 мощности потока) залегают окристаллизованный риолит и обсидиан. Выше залегают перлиты. Брекчиевые перлиты в основании толщи имеют мощность 6–10 м. Они постепенно переходят в глубоко-агломератовую массу перлита, мощность которой от 15 до 30 м. Количество обломков обсидиана в перлитовой зоне заметно убывает вверх по разрезу. В некоторых случаях обсидиан образует тонкие линзообразные и жилообразные тела, круто загнутые вверх они как бы пронизывают перлитовую массу. Характер контактов перлита и обсидиана убедительно показывает, что появление этих тел не связано с внедрением более пластичной обсидиановой массы, а является результатом неравномерного перераспределения летучих в процессе движения и остывания материала.

Перлиты некоторых лавовых потоков риолитовой серии были разведаны в разные годы как отдельные участки Джраберского месторождения и как Джрабер-Фонтанское месторождение. Но по условиям разработки эти перлиты уступают экструзивным перлитам и рассматриваются как резервные.

На эффузивных риолитах залегают потоки верхней риодацитовый серии. Эти породы характеризуются повышенным (до 5%) содержанием вкрапленников: плагиоклаза, биотита, амфибола. Мощность риодацитовых потоков составляет 25–30 м, во фронтальной части – до 40 м. Потоки зональные, хотя зональность менее яркая, чем в риолитовых телах. В нижней части потоков находится зона обсидианового стекла, в верхней – агломератовые перлиты, представленные слабопористой и пористой разновидностями. Мощность последних 15–20 м. Технологические испытания этих перлитов показали их невысокую вспучиваемость.

Разрез кислых лав завершают дациты. Они образуют верхнюю часть вулканической постройки и протяженные лавовые потоки [25]. Перлитовые зоны в этих потоках отсутствуют.

В строении вулканической постройки Гутансар участвуют андезиты и андезито-базальты. Они связаны с боковыми центрами, расположенными на склонах и вблизи вершины.

**Д ж р а б е р с к и е э к с т р у з и в ы .** Экструзии риолитов западнее Гутансара предшествовали излиянию риолитовых потоков. Зона экструзивных куполов протягивается в меридиональном направлении на 9,5 км, занимаемая ими площадь составляет 20 км<sup>2</sup>. Положение куполов дает основание полагать, что расплав поступал на поверхность по концентрическим разломам вокруг Гутансара. Появление этих разломов, по-видимому, связано с расположенной непосредственно под Гутансаром периферической магматической камерой. Всего выделяются шесть экструзивных куполов размером 1,3–2,5 км.



Экструзивные купола имеют пологую растекшуюся форму, их краевые части переходят в потоки. Южные экструзивы имеют более компактную форму. От экструзивов в северной части зоны отходят потоки значительно большей длины (до 1,0–2,5 км). Внутреннее строение экструзивов характеризуется линейно-ориентированной структурой, наличием отдельных экструзивных блоков, вертикальной зональностью. Эти черты хорошо видны на участках разработки перлитов. Два экструзивных тела вскрыты действующими карьерами Джраберского и Чаренцеванского месторождений. Общая годовая добыча перлитов составляет 2–2,5 млн м<sup>3</sup>.

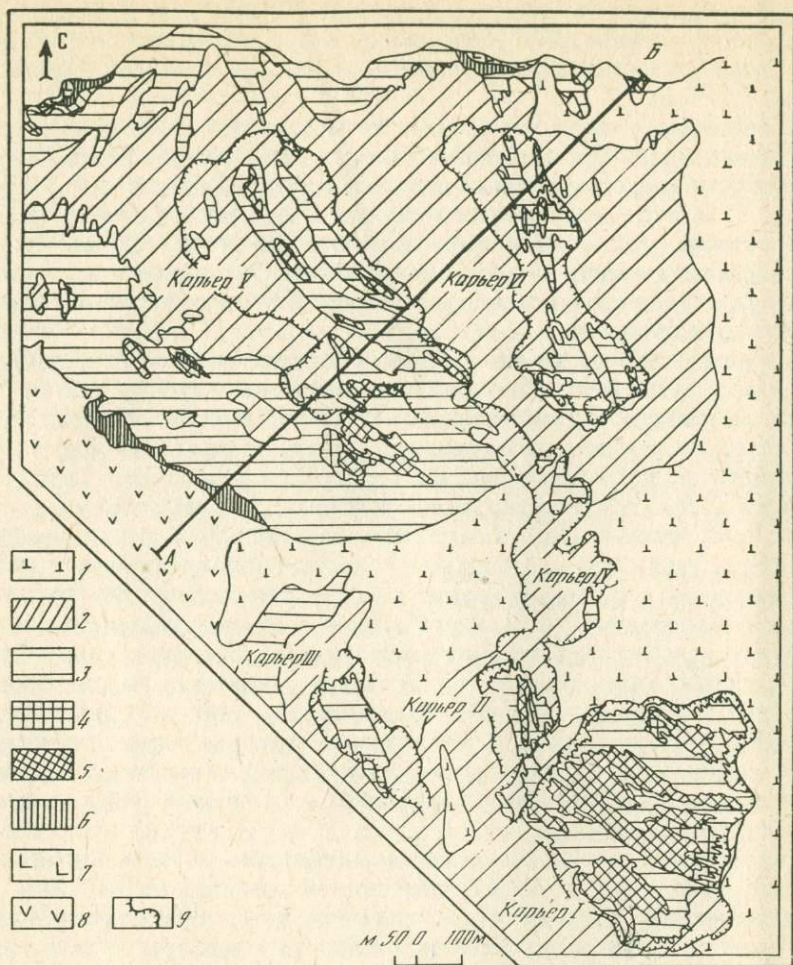
Джраберский экструзив – самый южный в цепи экструзивных куполов. Он вскрыт карьерами на глубине до 60 м, что составляет примерно третью часть мощности риолитовых пород (рис. 18). Рыхлые перлиты образуют верхнюю зону экструзива. Сверху вниз они залегают в следующей последовательности: пемзовидный (общая пористость более 50%), пористый (35–50%), слабопористый (20–35%), плотный (до 20%). Одновременно с уменьшением пористости перлитов изменяются и окраска перлитов, и степень их окристаллизованности, содержание воды, способность к вспучиванию, количество обсидиановых выделений. Мощность зоны рыхлого перлитового агломерата составляет 30–55 м. Ниже находится зона перлитовой брекчии. Брекчия состоит из обломков плотного, реже слабопористого перлита и мелкозернистого цемента. Она содержит 10–30% обсидиана и обычно не извлекается при эксплуатации месторождений. Мощность зоны 20–30 м.

Характер изменения свойств перлитов по вертикали можно проиллюстрировать двумя разрезами (см. гл. IV, с. 143). Обнажение представляет собой участок западной стенки карьера 1. Породы первого разреза характеризуются низким содержанием обсидиана. Другой разрез сделан на участке концентрации обсидиановых тел, в непосредственной близости от одного из тел.

Пористость перлитов возрастает снизу вверх неравномерно. Отмечается резкое увеличение пористости в верхней десятиметровой части разреза. Технологические свойства перлитов изменяются более сложно. Перлиты с максимальной вспучиваемостью залегают на глубине 10–30 м, что подтверждается многочисленными испытаниями образцов из других частей экструзива.

Под зоной перлитов залегает зона обсидиана. Обсидиан образует жилообразные апофизы в перлитовой толще, ориентированные субвертикально. Вертикальный размах этих тел достигает 30–40 м, мощность 0,3–1,5 м. Жилообразные тела обсидиана неравномерно распределены в перлитовой массе, образуют сгущения и разрежения. Участки концентрации обсидиана представляют собой линейные зоны шириной 50–100 м, ориентированные согласно структуре экструзива. С глубиной мощность обсидиановых тел увеличивается, они сливаются в единую зону обсидианового стекла. Строение обсидианов неравномерно по вертикали. Вверх по разрезу в них происходит увеличение пористости, уменьшаются количество и размер микролитов. Установленные под электронным микроскопом глобулярные микронеоднородности (рассматриваемые как предкристаллизационное состояние стекла) чаще





А-Б

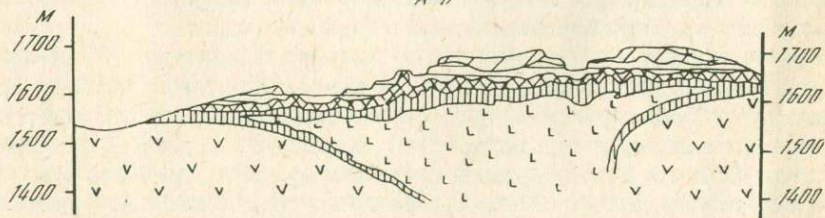


Рис. 18. Геологическая карта Джраберского месторождения перлита; составил А.М. 1 раев

1 – андезит-базальт; 2 – пористый перлит; 3 – слабопористый перлит; 4 – брекчиевый плотный перлит; 5 – обсидиан; 6 – риолит; 7 – обсидиан-риолитовая брекчия; 8 – андезит-базальт нижних потоков; 9 – контур карьеров



встречаются в образцах из верхов разреза [48, 50]. Как показало изучение обсидианов методом ИКС, содержание воды и гидроксила в стекле изменяется сложным образом и максимально для образцов со средних глубин (25–30 м).

Во внутренних частях экстарузива на глубине около 100 м находится зона окристаллизованного риолита. Такие риолиты иногда обнажаются на поверхности в краевых частях куполов, где их мощность колеблется от 5 до 25 м. Это тонкополосчатая порода, в зависимости от количества стекловатых полос имеющая светло- или темно-серый цвет. Раскристаллизованные полосы представлены фельзитовым агрегатом кристобалита и щелочного полевого шпата. В немногочисленных порых присутствует тридимит.

Чаренцеванский экструзив находится в северной части зоны экструзий. Он разрабатывается системой карьеров на глубину 25–50 м. Вертикальный разрез аналогичен разрезу Джраберского месторождения. Структура экструзива ориентирована на северо-восток (15–45°) согласно расположению подводящих расплав трещин. Экструзив имеет блоковый характер. В его южной части карьерами вскрыты два дайкообразных тела перлитовой брекчии. Одно в виде дайки описано С.Г. Карапетяном [25, 26]. Длина дайки 300 м. Центральная часть дайки представляет обсидиановое ядро, а краевая содержит зеркала скольжения и фумарольно-измененные перлиты. Окружающий дайку перлит носит следы закалки. В 100 м к северу от дайки находится аналогичное, но менее крупное тело. Здесь хорошо виден тектонический характер контакта пород дайки с основной частью экструзива. Несомненно, дайкообразные тела фиксируют боковой центр. С ним связано внедрение порции риолитов, более поздних по отношению к основному экструзивному блоку. К западу от блокового центра отходит поток длиной 1,5 км, спускающийся в долину р. Раздан (см. рис. 18).

Джраберские купола являются своеобразными образованиями. Их генезис составлял предмет длительной дискуссии [41, 54]. В принадлежности куполов к растекшимся трещинным экструзиями убеждают отчетливая линейная ориентировка структуры на вскрытых карьерами участках, расположение и вертикальный размах обсидиановых апофиз в толще перлита, наконец, наличие зон милонитизации с зеркалами скольжения и фумарольных изменений и другие признаки.

**Вулканические центры Фонтан и Алапарс.** К северу от Гутансара находятся два вулканических центра риолитов: Фонтан и Алапарс. Их удаление от Гутансара составляет соответственно 4 и 6,5 км. В качестве самостоятельных центров они впервые выделены и описаны С.Г. Карапетяном (1972 г.). Вулкан Фонтан имеет форму асимметричного купола. Его высота 35 м, диаметр 200 м. В ряде куполовидная постройка сложена окристаллизованным риолитом, периферия – обсидианом и перлитом. К северо-западу от вулканического центра отходит поток длиной 1 км. В верхней части потока (мощностью 25 м) залегают перлиты. Технологические свойства перлитов невысокие. Вулкан Алапарс крупнее, чем вулканический центр Фонтан. Его вершина и два отходящих от нее потока (мощность 50 м) занимают площадь около 3 км<sup>2</sup>. Мощность перлитовой зоны в потоках 15–35 м.



Породы Алапарса и Фонтана петрографически очень близки. Они отличаются от риолитов соседних центров несколько повышенной кремнекислотностью и большим числом микролитов биотита, плагиоклаза и щелочного полевого шпата (5–30%).

Формирование пород происходило из относительно холодной порции расплава, обособившейся в периферической камере. Деятельность вулканов Алапарс и Фонтан, была одноактной и, по-видимому, соответствовала началу риолитового вулканизма в районе.

**Вулканический массив Атис.** Массив Атис находится у южного окончания разлома, контролирующего положение риолитовых вулканов на западе Гегамского блока. Морфологически он состоит из широкого основания площадью 34 км<sup>2</sup> и куполовидной вершины – собственно вулкана Атис. В строении массива принимают участие три комплекса пород. Формирование этих комплексов соответствует трем этапам плиоцен-четвертичного вулканизма Малого Кавказа. Породы нижнего комплекса (N<sub>2</sub><sup>1-2</sup>) слагают основание массива, кислые породы среднего комплекса (N<sub>3</sub><sup>2</sup>) образуют куполовидную постройку вулкана Атис и отходящие от нее потоки риолитов и дацитов, третий комплекс представлен четвертичными андезитами и андезито-базальтами.

В изучении строения массива большая роль принадлежит С.Г. Карапетяну [25, 26]. Подтверждается справедливость основных результатов его исследований, удалось детализировать строение комплекса риолитовых пород. В частности, впервые выделены четыре группы разновозрастных зональных потоков, связанных с отдельными фазами деятельности вулкана Атис (рис. 19). Попутно сделана попытка расчленить породы нижнего комплекса, которые образуют вверх по разрезу ряд от дацитов до андезито-базальтов. К наиболее древним дацитам и андезито-дацитам приурочено известное Абовянское железорудное месторождение, расположенное вблизи сел. Капутан. Апатит-магнетитовые руды месторождения имеют гидротермально-метасоматическое происхождение [17].

Лавовые потоки вулкана Атис, ответвляясь от единого центра, широким шлейфом покрывают породы основания. Потоки хорошо выражены в рельефе. Их краевые и фронтальные части образуют скальные уступы высотой от 2–3 до 30–35 м.

Для риолитовых потоков характерна ярко выраженная зональность. В их строении выделяются зоны окристаллизованного риолита, массивного обсидианового стекла и перлита.

**Риолиты I фазы.** С начальной фазой деятельности Атис связан наиболее крупный лавовый поток. Он протягивается почти от вершины вулкана в юго-западном направлении. Его длина достигает 5 км. Зональное строение этого потока во многом аналогично риолитовым потокам вулкана Гутансар. В основании находится зона обсидианового стекла мощностью 1–2,5 м. На отдельных участках в самой нижней части встречается брекчированная стекловатая порода с линзовидными деформированными обломками. Примечательно, что содержание воды в стекловатой породе заметно выше, чем в обсидиане – до 2%. Выше стекловатой зоны находится окристаллизованный риолит. Его максимальная мощность 30–35 м. Вверх по разрезу его сменяет обсидиан с брекчиевой



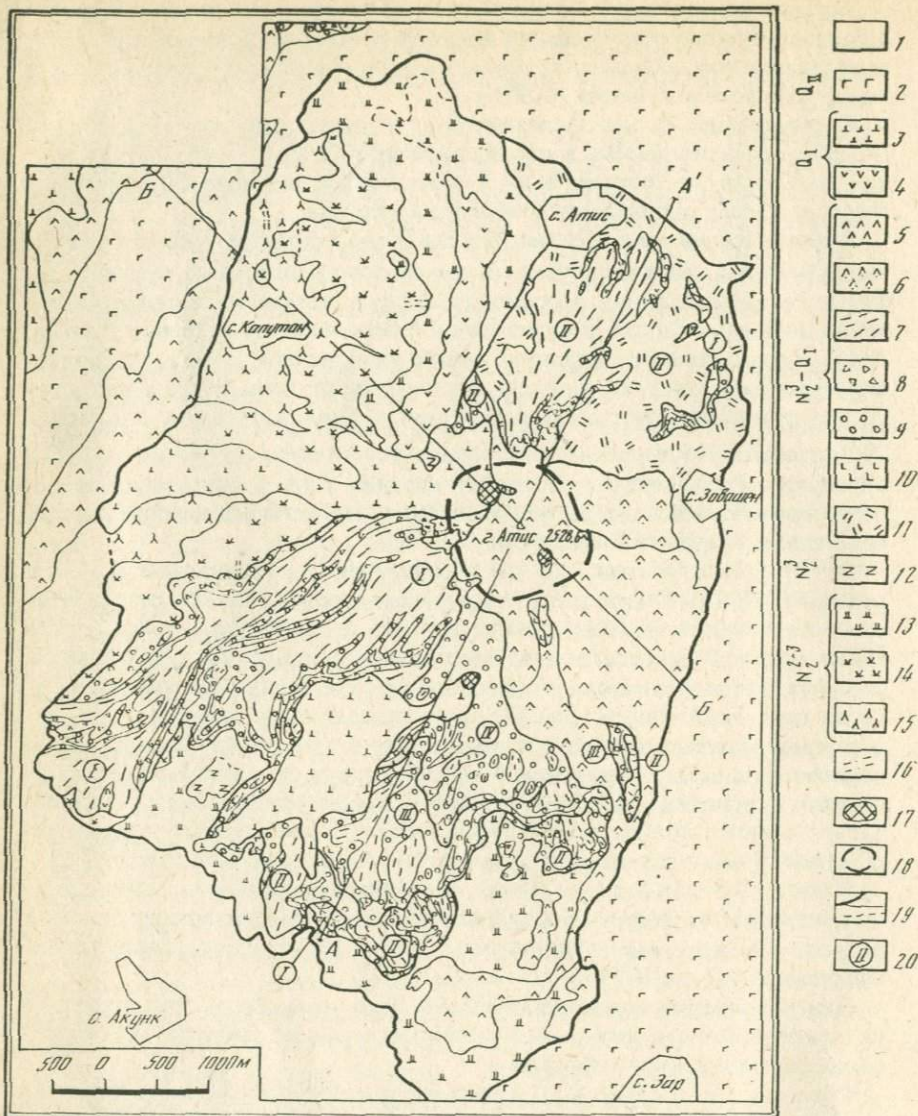


Рис. 19. Геолого-петрографическая карта вулканического массива Ати́с; составил А.М. Га-  
раев с использованием материалов С.Г. Карапетяна [25, 26]

1 – делювиально-аллювиальные отложения; 2 – кварцсодержащие андезито-базальты; 3 – пироксеновые андезито-базальты; 4 – роговообманковые андезито-базальты; 5 – дациты; 6 – риодациты; 7–10 – породы зональных риолитовых потоков: 7 – перлиты с глыбовой отдельностью, 8 – брекчиевые перлиты; 9 – обсидианы, 10 – гиалориолиты и риолиты с фельзитовой основной массой; 11 – пирокластические отложения перлитов, 12 – долеритовые базальты; 13 – андезито-базальты; 14 – андезиты; 15 – андезито-дациты и дациты; 16 – дайковые андезиты и андезито-базальты; 17 – шлаковые конусы; 18 – контуры куполовидной постройки вулкана Ати́с; 19 – геологические границы; 20 – фазы извержения вулкана Ати́с (I–IV)



текстурой и красновато-коричневой окраской обломков. Мощность обсидиан-риолитовой части потока различна, но в среднем соответствует нижней трети разреза. Перлитовая часть потока начинается с брекчиевого плотного перлита буроватого цвета мощностью около 10 м. Вверх по разрезу по мере увеличения пористости буроватого перлита последний сменяется агломератово-глыбовым светлым перлитом, мощность которого варьирует от первых метров до 25–30 м. Строение потока изменяется по латерали. Наиболее отчетливо зональность проявлена в средней и фронтальной частях. Вблизи вулканического центра (верхние 300 м) зона перлита выклинивается, и в разрезе наблюдается стекловатая пористая, довольно однородная порода.

Другой зональный поток риолитов I фазы расположен на северо-восточном склоне. Он перекрыт более поздними породами и прослеживается отдельными выходами, соответствующими его фронтальной части.

**Риолиты II фазы.** Со II фазой извержений связаны толща перлитовых пирокластов в северо-восточной части массива и серия зональных потоков. Пирокластические отложения состоят из рыхлого агломерата, реже глыб пористого перлита. Слабопористые и плотные разновидности перлита присутствуют в подчиненном количестве. Примесь обсидиана и окристаллизованных частиц не превышает 1–2%. Толща практически не стратифицирована. Отчетливая стратификация пирокластов наблюдается лишь в верхнем 1,5-метровом интервале разреза и на удалении в 1,3–1,5 км от вулканического центра, где обломки соответствуют мелкому граввию. Вблизи вершины мощность пирокластических отложений достигает 35–40 м, в среднем она составляет 15–20 м. В перлитах нижнего потока, подстилающих пирокластическую толщу, отмечается зона буровато-красных пород, которая фиксирует контакт между этими телами. Переотложенные пирокласты образуют перлитовые пески Эларского месторождения, расположенного к северу от г. Абовян.

Непосредственно на пирокластических перлитах залегают лавы одного из потоков II фазы. Длина этого потока 2,8 км, мощность 30–45 м. Мощность зоны перлитовой брекчии 5–12 м, а агломератового перлита до 20–25 м. Прижерловую часть потока можно наблюдать около вершины Атиса. Здесь потоки отчетливо дифференцированы с образованием зон перлита, обсидиана и фельзитового риолита.

Аналогичные лавовые потоки имеются на восточном и южном склонах массива. С одними из них связано Акункское (Атисское) месторождение обсидиана. Оно соответствует фронтальной части южного потока II фазы. Месторождение примыкает к шоссе, связывающей окрестные села с городами Абовян и Ереван. На участке месторождения зона окристаллизованного риолита выклинивается, и поток почти нацело состоит из обсидиана. Его мощность составляет 5–15 м. Для обсидиана месторождения характерна ирризация в фиолетовых, синих или зеленоватых тонах на плоскостях, параллельных полосчатости. Цветная ирризация стекла, по-видимому, связана с ультратонкими порами. Ее интенсивность изменяется в зависимости от положения обсидианов в разрезе. Следует отметить, что по декоративным свойствам обсидиан Акункского месторождения не уступает лучшим разновидностям цветных ирризирующих обсидианов вулканов Гехасар и Кечелдаг.



**Риолиты III фазы.** Этой фазе извержений соответствует крупный поток на южном склоне вулкана. Длина потока 4 км, мощность — около 50 м. Породы потока представлены преимущественно риолитом и обсидианом, суммарная мощность которых 15–35 м. Мощность перлитов не более 12–18 м. Зона перлитовой брекчии, типичная для потоков ранних фаз Атиса, отсутствует. В перлитах вверх по разрезу заметно возрастает пористость.

**Риолиты IV фазы.** Верхний риолитовый поток находится к югу от вершины. Он имеет длину 3 км, при средней мощности 10–12 м. Во фронтальной части мощность увеличивается до 25 м. Поток в основном сложен матовым, темно-серым обсидианом, содержащим большое количество (10–30%) микролитов моноклинного пироксена.

Окристаллизованный риолит наблюдается только во фронтальной части потока. Перлит образует в потоке зону, мощность которой составляет первые метры. Брекчиевые перлиты отсутствуют. Рыхлые агломератовые перлиты большей частью эродированы.

С последующими извержениями вулкана Атис связаны лавы риодацитов и дацитов. Они покрывают восточный склон массива и отдельными языками протягиваются к южному подножию. Хотя стекловатые дациты характерны для краевых частей потоков, зоны перлитовых стекол отсутствуют.

Итак, риолитовый вулканизм вулкана Атис привел к образованию нескольких серий эффузивов. Количество изверженного материала уменьшалось от ранних порций к поздним. Эта закономерность нарушается с извержением дацитов во вторую стадию деятельности Атиса. Дациты образуют весьма крупные потоки. Сами риолиты характеризуются постепенным возрастанием основности (табл. 17) и уменьшением содержания летучих компонентов. Доля перлитовых стекол в более поздних потоках уменьшается. Несмотря на то что вулканы Атис и Гутансар различаются характером вулканической деятельности, антидромное направление их развития проявлено одинаково четко.

Практический интерес могут представлять перлиты, локализованные в северо-восточной части массива, которые связаны с ранними фазами извержений. Наиболее перспективны перлиты пирокластической тоящи. Лабораторные исследования, а также испытания крупной пробы в полувыводских условиях показали, что эти перлиты хорошо вспучиваются при обжиге ( $K_{всп} = 25-30$ ). Вспученный песок характеризуется низкой насыпной плотностью (300–450 кг/м<sup>3</sup>). Подобно сырью Парованского месторождения (Грузия), эти перлиты могут использоваться для получения теплоизоляционных и фильтровальных материалов.

**Вулканический массив Спитаксар.** Вулкан Спитаксар образован группой сближенных экструзивов и отходящих от них коротких лавовых потоков (рис. 20). Верхняя часть вулканической постройки имеет вид холмистого хребта протяженностью 3 км. Его дугообразная в плане форма и вытянутость на северо-запад обусловлены положением трещины, контролирующей экструзии риолитов. В строении риолитового комплекса выделяются восемь относительно самостоятельных экструзивных тел, или блоков, из которых шесть локализованы на линии разлома. Нумерация



Таблица 17

Химический состав (в мас. %)  
пород из различных потоков вулкана Атис

Оксид	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	74,15	74,15	74,48	74,02	72,16	69,00
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,21	Не обн.	0,16	0,24	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,40	14,03	13,88	13,98	14,48	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,42	0,76	1,25	0,88	0,60
Feo	0,72	0,39	0,36	0,57	0,86	2,12
MnO	0,08	0,05	0,06	0,08	0,05	0,10
MgO	0,17	0,21	0,15	0,38	0,50	0,75
CaO	1,19	0,96	0,90	1,27	1,44	2,19
Na <sub>2</sub> O	4,51	4,36	4,25	4,51	4,57	5,04
K <sub>2</sub> O	4,11	3,98	4,37	4,00	3,72	4,44
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,44	0,75	0,27	0,15	0,78	0,20
Li <sub>2</sub> O	0,0038	0,0099	0,0111	0,0088	0,0075	0,0056
Rb <sub>2</sub> O	0,011	0,0121	0,0112	0,0100	0,0093	0,0079
Cs <sub>2</sub> O	0,0005	0,00045	0,00048	0,0004	0,00034	0,0005
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,07	0,09	0,20
CO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F	0,03	То же	То же	То же	То же	0,05
Сумма	100,55	99,56	99,53	100,46	99,77	100,57

1 – риолит потока I фазы, обр. 770–79; 2 – обсидиан потока I фазы, обр. 249/30; 3 – обсидиан потока II фазы, обр. 218; 4 – обсидиан потока III фазы, обр. 3/12; 5 – обсидиан потока IV фазы, обр. 4/4а; 6 – дацит, восточный склон вулкана Атис, обр. 787–79.  
Аналитики: Н.И. Степанова, С.И. Вронская.

центров извержения на геологической карте (римские цифры; см. рис. 20) отражает последовательность формирования экструзивов.

Вулканическая постройка массива Спитаксар сильно эродирована. В северной и южной частях имеется несколько ледниковых цирков, от которых берут начало крупные моренные отложения. Переотложенные перлиты в 18 км к востоку от вулкана образуют довольно крупные скопления, с которыми связано Дзорагюхское месторождение перлитовых песков.

Среди риолитов массива Спитаксар наиболее ранним образованием является трещинная экструзия на южном фланге массива. Ее протяженность вдоль трещины составляет около 1,5 км, а ширина достигает 600–700 м. Большая часть экструзивного тела состоит из флюидальных перлитов. Их видимая мощность не менее 150 м. Пористость перлитов заметно возрастает к апикали и составляет там 30–40%. Эти породы прорваны и частично перекрыты перлитовой кластолавой, образующей толщу мощностью до 50 м. В основании толщи находится зона массивного обсидиана или обсидиан-перлитовой брекчии. Вверх по разрезу спекание обломков исчезает, порода светлеет и лавы приобретают агломератоглыбовое строение.

Основная часть массива сложена риолитами II фазы извержений. Они



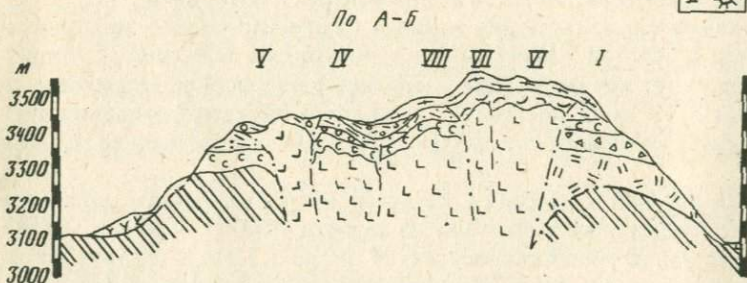
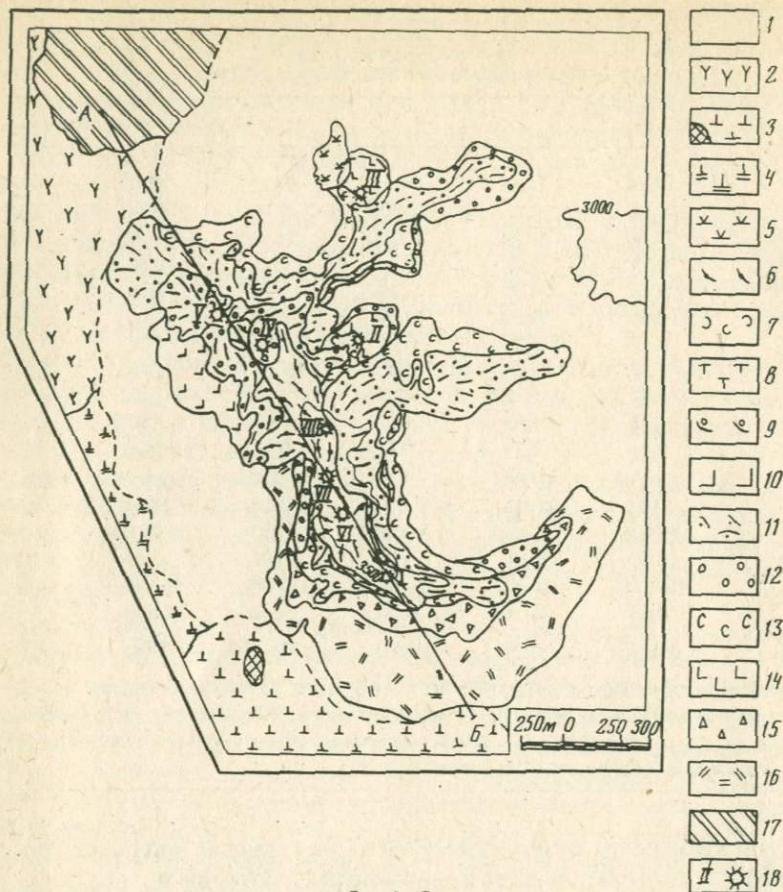


Рис. 20. Геолого-петрографическая карта вулкана Спитаксар; составил А.М. Гараев

1 – моренные и делювиальные отложения; 2 – андезиты, андезито-базальты; 3 – афировые андезито-базальты и их шлаки; 4 – андезито-базальты; 5 – биотит-амфибол-пироксеновые андезиты; 6–16 – разновидности риолитов; 6–8 – риолиты 3-й фазы извержения: 6 – перлиты, 7 – обсидиан-перлитовая брекчия, 8 – витрокластический туф; 9–14 – риолиты 2-й фазы извержения: 9 – перлиты потоков центра V, 10 – стекловатые риолиты потоков центра V, 11 – перлиты, 12 – обсидианы, 13 – гиадориолиты с микросферолитовой структурой основной массы, 14 – риолиты со сферолит-фельзитовой структурой основной массы; 15, 16 – образования 1-й фазы: 15 – перлиты, 16 – обсидиан-перлитовые брекчии, 17 – андезиты; 18 – центры экструзивных блоков



образуют ряд экструзивов и мощных зональных потоков. Относительно ранние среди них – экструзивы II и III, размер в поперечнике составляет около 400 м, а высота – 150 м. Эти тела состоят из более или менее окристаллизованного сферолитового риолита. От экструзивов, соответствующих центрам IV, V, VI, VII и VIII, берут начало зональные лавовые потоки. Длина более протяженных, восточных потоков около 1 км, мощность 35–80 м, в среднем около 60 м. В потоках хорошо проявлена вертикальная зональность. В самой нижней части залегают черные полосчатые обсидианы. Изредка встречаются красноватые брекчиевые разности. Выше обсидиан сменяет светло-серая полустекловатая зернистая или тонкополосчатая порода. Стекловатые полосы в ней перемежаются с полосами, заполненными сферолитами микроскопического размера. Число последних может возрасти до появления окристаллизованного сферолитового риолита. Однако для эффузивных фаций интенсивная раскристаллизованность риолитов нехарактерна. Обычно микросферолитовые агрегаты составляют не более половины объема породы. Над сферолитовым гялориолитом находится черный массивный обсидиан, который вверх по разрезу сменяют перлиты. Там, где сохранена перлитовая зона достаточно полно, ее мощность достигает 40–50 м. В основании перлитов находится плотная слабогидратированная стекловатая порода. Под микроскопом в ней видны концентрические трещины, вдоль которых наблюдаются каемки гидратации. Выше перлитовой зоны залегают брекчиевые и агломерато-глыбовые перлиты. Пористость перлитов в верхних частях зоны составляет 35–40%.

Формирование лавовых потоков происходило практически одновременно. Об этом свидетельствует единый характер зональности, отсутствие горизонтальных контактов, зон закалки. Несколько более поздним является поток, связанный с экструзивом V. При значительной мощности (до 70 м) поток тем не менее характеризуется сравнительно простой зональностью.

Строение вулкана Спитаксар завершают перлиты III фазы извержений. Они связаны с возобновлением деятельности вулканических центров VI, VII, VIII. Перлиты образуют ряд возвышенностей в привершинной части постройки и короткие потоки. Мощность потоков 35–50 м. Потоки состоят из белого слабопористого перлита и обсидиана, образующего зоны мощностью 1,2–3,0 м.

С поздним этапом вулканической активности связаны андезиты, распространенные в северной части массива и вблизи вулканического центра II, а также обширные покровы андезито-базальтов, окружающие вулкан Спитаксар [2, 25].

Лабораторные испытания перлитов вулкана Спитаксар показали, что наиболее легкий материал может быть получен из перлитов ранней трещинной экструзии (I фаза извержений) и перлитов привершинной зоны (III фаза). Объемная плотность вспученного щебня составляет 0,25–0,40 г/см<sup>3</sup>, насыпная плотность песка – 50–90 кг/м<sup>3</sup>. Перлиты зональных потоков II фазы вспучиваются менее интенсивно: соответствующие характеристики равны 0,3–0,75 г/см<sup>3</sup> и 80–100 кг/м<sup>3</sup>.

Расположение Спитаксара в труднодоступной части Гегамского нагорья не позволяет рассматривать его как потенциальный промышленный объект.



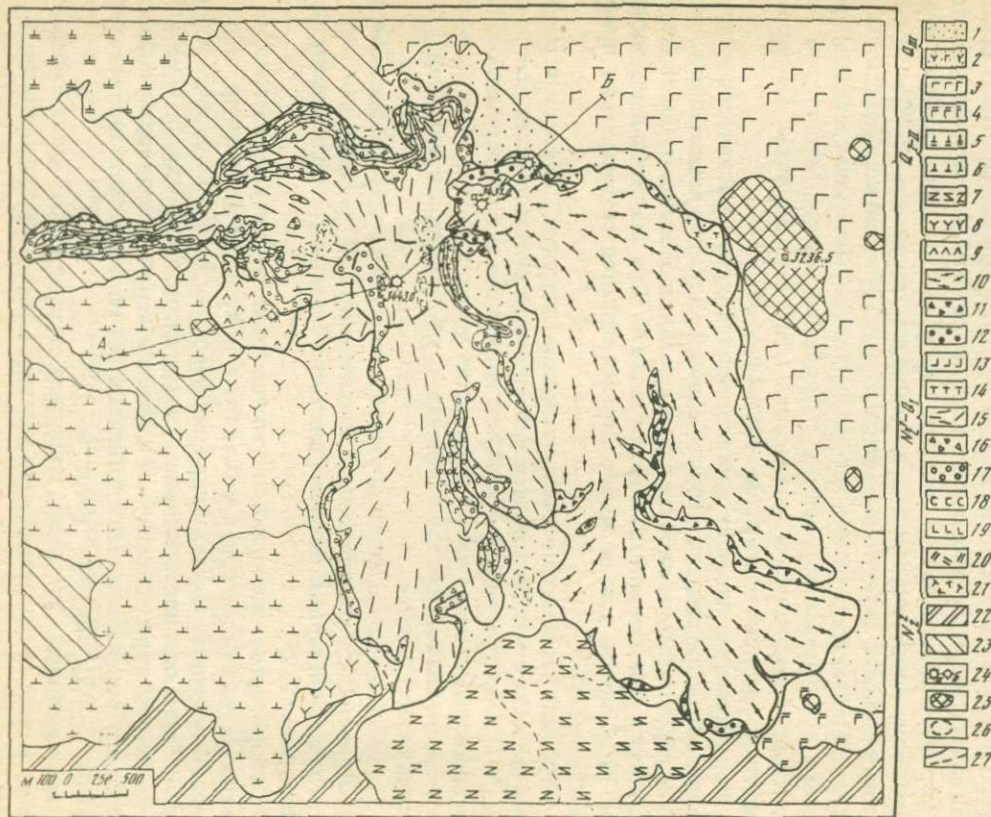


Рис. 21. Геолого-петрографическая карта вулкана Гехасар; составил А.М. Гараев

1 – делювиальные и ледниковые отложения; 2 – эрозионные останцы четвертичных андезитов и андезито-базальтов; 3–7 – андезито-базальты: 3 – афировые и пироксеновые, 4 – афировые, 5 – афировые и плагиоклаз-пироксеновые, 6 – пироксеносодержащие, 7 – пироксеновые, 8 – андезиты и андезито-дациты; 9 – дациты; 10 – перлиты агломератовые порфиоровые; 11 – перлиты брекчиевые порфиоровые; 12 – обсидианы порфиоровые; 13 – риолиты: стекловатые порфиоровые; 14 – витрокластический туфы; 15 – перлиты агломератовые; 16 – перлиты брекчиевые; 17 – обсидианы; 18 – обсидианы сферолитовые; 21 – перлитовые пирокласты; 22 – дациты, андезито-дациты круциоплагиоклазовые; 23 – андезиты, андезито-базальты и их туфы; 24 – центры извержений: а – риолитов, б – дацитов; 25 – шлаковые конусы; 26 – контуры прижерловых экструзивов; 27 – геологические границы. Породы: вулкана Гехасар (9–21)



**Вулкан Гехасар.** Расположен в 5 км к юг-юго-западу от вулкана Спитаксар. Он заметно превосходит вулкан Спитаксар по объему изверженного материала – около 4,5 км<sup>3</sup>. Строение вулкана Гехасар характеризуется резким преобладанием эффузивных фаций над экструзивными (рис. 21). Это типичный эффузивный вулкан, напоминающий вулкан Атис. Его особенностью является наличие двух центров извержения: западного и восточного. Центрам соответствуют куполовидные постройки высотой 75–100 м, от которых ответвляются протяженные потоки в юг-юго-восточном, южном и западном направлениях.

Разрез риолитов начинается с перлитовых туфов и лав, связанных с I фазой деятельности западного центра. Эти породы обнажаются в основании северного склона массива и его западного отрога. Суммарная мощность толщи 25–40 м. Ее перекрывают зональные потоки, также связанные с западным центром. Их извержение отвечает второй фазе деятельности вулкана. Длина потоков от 1 до 3,5 км, мощность составляет 60–70 км. В разрезе потоков наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Брекчиевый красновато-коричневый обсидиан .....	2,5
2. Полосчатый буровато-черный обсидиан .....	1,5
3. Черный массивный обсидиан .....	3
4. Светло-серый тонкополосчатый сферолитовый риолит .....	12
5. Черный обсидиан с линзами цветного обсидианового стекла .....	6
6. Брекчиевый перлит с включениями обсидиана .....	6–8
7. Агломерато-глыбовый рыхлый перлит, слабопористый .....	20–35

По химическому составу пород, минералам-вкрапленникам, характеру зональности потоков эти риолиты соответствуют риолитам II фазы извержений вулкана Спитаксар. Такое сходство свидетельствует о том, что формировались риолиты одновременно из единой магматической серии. Следует отметить, что обсидианы из потоков вулкана Гехасар характеризуются большим разнообразием текстурных разновидностей с высокими декоративными свойствами. Особенно примечательны полосчатые разновидности с фиолетовой ирризацией широких (0,5–1,5 см) полос полупрозрачного стекла. Такие обсидианы сосредоточены в пределах небольшого участка в прижерловой части западного лавового потока.

Более поздние риолиты связаны с появлением восточного центра. Его деятельность отвечает III фазе извержений Гехасара. Начальные экструзивные извержения сопровождались эксплозиями и образованием горизонта стекловатых туфов. Затем произошло извержение основной порции материала. В результате образовался юг-юго-восточный поток Гехасара, который начинается от восточной вершины. Отдельными языками он протягивается на 4–5 км при общей ширине 2 км; мощность потока составляет 45–100 м, в среднем около 80 м.

В основании потока залегает зона черного массивного обсидиана мощностью 5–6 м. Выше расположена зона полукристаллизованного полосчатого риолита. Ее мощность около 10 м. Над ней снова залегает черный обсидиан (мощность 3,5–4,5 м). В верхней части разреза залегает перлит. Такой разрез характерен для прижерловой части потока. С удалением от центра переход от обсидиана к перлиту осуществляется че-



рез зону перлитовой брекчии. Эта зона состоит из крупных глыб (размером от 0,3 до 1,5 м) плотного перлита, иногда слабо окристаллизованного. Мощность брекчированного перлита от 12 до 20 м. Верхние 35–40 м потока сложены светлым пористым перлитом, для которого не характерно спекание обломков. Максимальная пористость перлитов около 40%.

Породы потока по сравнению с более ранними риолитами вулкана Гехасар отличаются меньшим содержанием кремнезема. Эти породы имеют порфириковую структуру. Среди вкрапленников присутствует биотит. Содержание вкрапленников заметно изменяется по простиранию потока. В риолитах вблизи вулканического центра их количество достигает 20%, в риолитах фронтальной части потока – не превышает 4–6%.

С последним извержением Гехасара связаны риодациты, расположенные в 800–1300 км к западу от главной вершины Гехасара. Они приурочены к продолжению трещины, контролирующей положение центров извержения риолитов. Появление риодацитов свидетельствует об антидромном развитии вулканизма Гехасара и Спитаксара. В отличие от кислых эффузивов западной части Гегамского блока, объем риодацитов очень невелик.

К южным и юго-западным потокам Гехасара приурочены крупные скопления перлитов. Их общий объем составляет около 300 млн м<sup>3</sup>. Из них около 120 млн м<sup>3</sup> связано с южным потоком и 180 млн м<sup>3</sup> – с юго-юго-западным. Содержание обсидиана в перлитах не превышает 5%. Лабораторными испытаниями установлено, что насыпная плотность песка после обжига составляет около 90 кг/м<sup>3</sup> для перлитов южного потока и 120 кг/м<sup>3</sup> для перлитов юго-юго-восточного потока. Наиболее легкий материал получен из слабопористых перлитов средних горизонтов разреза потоков. Насыпная плотность отдельных проб после обжига составляла 45–55 кг/м<sup>3</sup>. При испытаниях перлитов юго-юго-восточного потока в полузаводских условиях получен песок с насыпной плотностью от 89 до 200 кг/м<sup>3</sup>.

### *Варденисский блок*

В пределах блока имеются два месторождения: Астиджанасарское и Цовакское. Оба месторождения образованы перлитами вулкана Карныярых, причем первое приурочено к верхней части зонального потока, а второе – к флювиогляциальной толще переотложенных перлитовых обломков.

Вулканический центр Карныярых расположен в зоне одного из крупных меридиональных разломов в сводовой части Варденисского поднятия. Вулкан представляет собой блоковый экструзивный купол, южный край которого переходит в короткий поток (рис. 22). В плане он имеет вытянутую форму и размер 2800 × 2200 м. Высота экструзивного купола 150–300 м. Длина лавового потока 1,5 км, ширина – 600–700 м. Объем риолитовых пород вулкана 0,84 км<sup>3</sup>.

Риолитовый центр Карныярых наследует положение более древнего кислого вулкана, с которым связаны амфибол-плагиоклазовые дациты, входящие в состав нижнего вулканогенного комплекса (N<sub>2</sub><sup>1-3</sup>). Эти породы



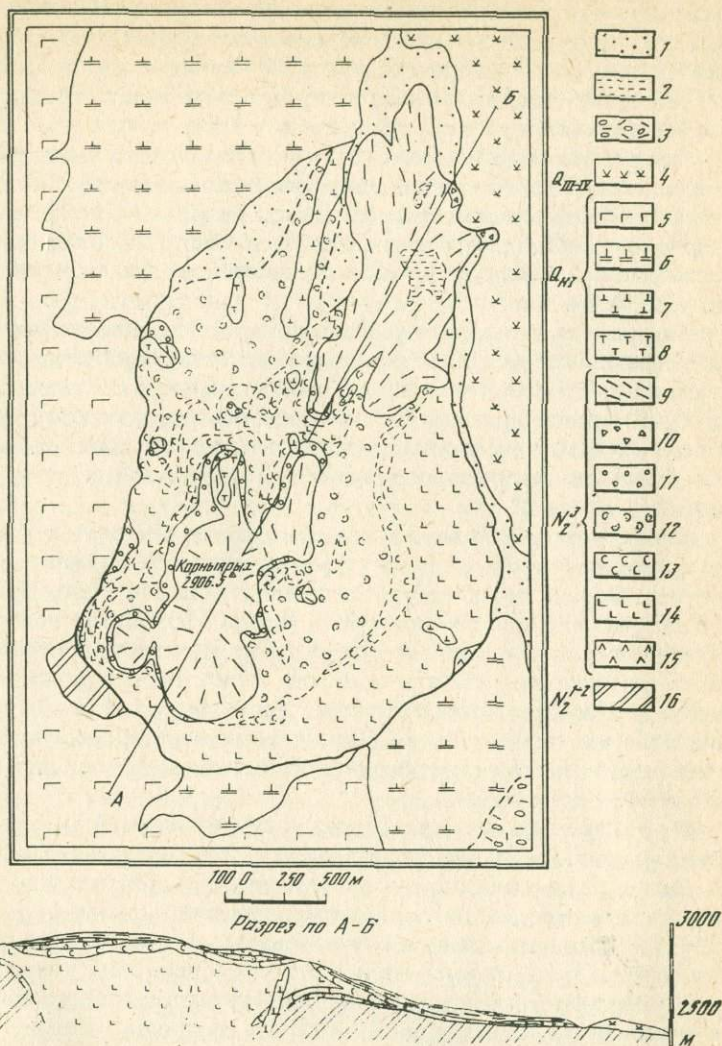


Рис. 22. Геолого-петрографическая карта вулкана Карныярых, составил А.М. Гараев

1 – делювиальные отложения; 2 – переотложенный перлитовый материал; 3 – ледниковые отложения; 4 – плагиоклазовые гиалоандезиты; 5 – афировые андезито-базальты; 6 – то же, пироксеновые; 7 – то же, плагиоклаз-пироксеновые; 8 – то же, кварц-пироксеновые; 9 – флюидальные перлиты; 10 – брекчиевые перлиты; 11 – обсидианы; 12 – гиалориолиты; 13 – сферолитовые риолиты; 14 – риолиты со сферолито-фельзитовой основной массой; 15 – пироксен-биотит-амфиболовые риолито-дациты; 16 – крупнополовшпатовые андезито-дациты



наблюдаются у восточного подножия экструзива. В свою очередь, на склонах риолитового вулкана имеется несколько боковых центров плейстоценовых андезито-базальтов. Примечательно, что основные лавы, связанные с некоторыми из этих центров, существенно обогащены ксенокристаллами кварца.

Сам риолитовый массив имеет простое строение и интересен, на наш взгляд, с точки зрения полноты развития зональности. Она проявилась в формировании серии петрографических разновидностей риолита, закономерно сменяющих друг друга в разрезе. Нами выделяются: риолиты — фельзитовый, сферолитовый, стекловатый, обсидиан, обсидиано-перлитовая брекчия и перлит.

Внутренняя часть экструзива (его ядро) сложена фельзитовым очень светлым риолитом. На его долю приходится до 3/4 объема вулканической постройки. Местами он выступает на поверхность на отпрепарированных эрозией склонах вулкана. Под микроскопом порода состоит из отдельных сферолитов, или аксиолитов, образованных щелочным полевым шпатом и тридимитом, которые погружены в фельзитовый агрегат этих же минералов.

Сферолитовый риолит находится в апикали экструзива, где он образует зону мощностью 4–15 м, а также участвует в строении риолитового потока. Порода характеризуется присутствием сферолитов размером 0,2–2,5 см, расположенных полосчато. Форма сферолитов необычна: это не правильные шары, а сильно уплощенные линзовидные образования. Они имеют радиально-лучистое строение, отчетливо различимое под микроскопом. Центром кристаллизации таких сферолитов обычно являются щелевидные газовые поры. Межсферолитовое пространство заполнено стекловатой массой с мелкими минеральными зернами. Общее количество стекла 40–70%.

С увеличением содержания стекла сферолитовый риолит переходит в гиалориолит. В апикали экструзива мощность последнего достигает 10–12 м. Это светло-серая порода из агрегата стекловатых зерен и кристаллических выделений. Гиалориолит содержит повышенное количество воды 0,5–1,0%. Под микроскопом хорошо видны многочисленные щелевидные и изогнутые поры размером 0,2–0,5 мм. Стекло на границе с порами раскристаллизовано в тонкозернистый агрегат щелочного полевого шпата и тридимита, а на удалении 0,1–0,25 мм изотропно. Количество стекла в породе 50–85%.

Гиалориолит может непосредственно переходить в перлит (с увеличением содержания воды), но чаще он сменяется в разрезе зоной массивного обсидиана. Ее мощность в среднем 4–6 м. Обсидиан обычно темного цвета, слабопрозрачен, окрашенные буроватые разности редки. Он содержит микролиты щелочного полевого шпата, плагиоклаза, биотита и щелевидные выделения рудного минерала. Вверх по разрезу в обсидиане увеличивается пористость, появляется концентрическая отдельность и он переходит в стекло перлитового типа. Иногда переходная зона имеет брекчиевое строение (обсидиан-перлитовая брекчия). Ее мощность около 5 м.

Перлиты вулкана Карныхрых образуют два тела, из которых одно находится в апикальной части экструзива, а другое — соответствует верх-



ней зоне потока. Перлитовая толща имеет довольно выдержанное строение, в ней отсутствуют мощные зоны хаотически перемешанного агломерато-глыбового материала, характерные для протяженных зональных риолитовых потоков. Снизу вверх наблюдается закономерное возрастание пористости и содержания воды в стекле. Форма пор – щелевидная и трубчатая – в целом более простая, чем у перлитов Джраберских экструзивов и Артени. Количество кристаллических включений в стекле составляет 5–7%. Это вкрапленники щелочного полевого шпата (45%), кварца (30–35%), олигоклаза (15%), биотита (7–8%), амфибола (3–5%), характерные и для других разновидностей риолитовых пород вулкана.

Термическим анализом установлено присутствие в перлитах 2–4% воды, причем увеличение ее содержания в пористых разновидностях происходит в основном за счет адсорбированной воды, удаляемой при 100–130°C.

Технологические свойства перлитов достаточно высоки. Коэффициент вспучивания в лабораторной вертикальной печи может достигать 22–27, а полученный вспученный песок имеет насыпную плотность 36–53 кг/м<sup>3</sup>. Как и на других месторождениях, наиболее высокими технологическими свойствами обладают перлиты с пористостью 30–40%. Хорошие результаты получены при испытании крупной пробы перлитов лавового потока (Астиджанасарское месторождение) в полузаводских условиях в НИИСМИ (г. Киев).

#### Сюникский блок

В районе верховьев рек Воротан, Туляр, Тертер имеется довольно многочисленная группа риолитовых массивов и мелких центров, с которыми связаны перлитовые тела (рис. 23). Положение риолитовых вулканов контролируется системой диагональных разрывных нарушений, среди которых основным является разлом северо-западного простирания. Наиболее крупные массивы риолитов находятся в местах пересечения диагональных разрывных нарушений с разломами северо-восточного простирания, которые также играли роль подводящих расплав каналов.

**Вулкан Давагез и связанные с ним месторождения перлита.** Давагез занимает центральное положение среди риолитовых вулканов района. Тесная связь с магматическим очагом предопределила более крупные размеры и сложное строение этого массива по сравнению с соседними (рис. 24).

В плане массив несколько вытянут на запад. Его размер вдоль длинной оси 38 км. Высота вулкана 450 м. Объем риолитовых пород не менее 1,75 км<sup>3</sup>. Экструзивные и эффузивные фации риолитов образуют три комплекса, которые соответствуют отдельным этапам формирования массива. Нижний комплекс объединяет зональный поток порфировых лав, поток стекловатых, слабодифференцированных риолитов и перлитовую толщу, слагающую основание куполовидной постройки. Самый ранний поток, сложенный порфировыми лавами, имеет длину 1,7 км при мощности 20–75 м. В его разрезе отчетливо выделяются зона окристаллизованного риолита и зоны обсидианового и перлитового стекол. Перлиты имеют мощность до 40 м. Породы потока содержат до 10–12% вкрапленников, образующих ассоциацию *K-Na* *полевой шпат* + *Kв* + *Пл* + *Бт* + *Аф*. Афи-



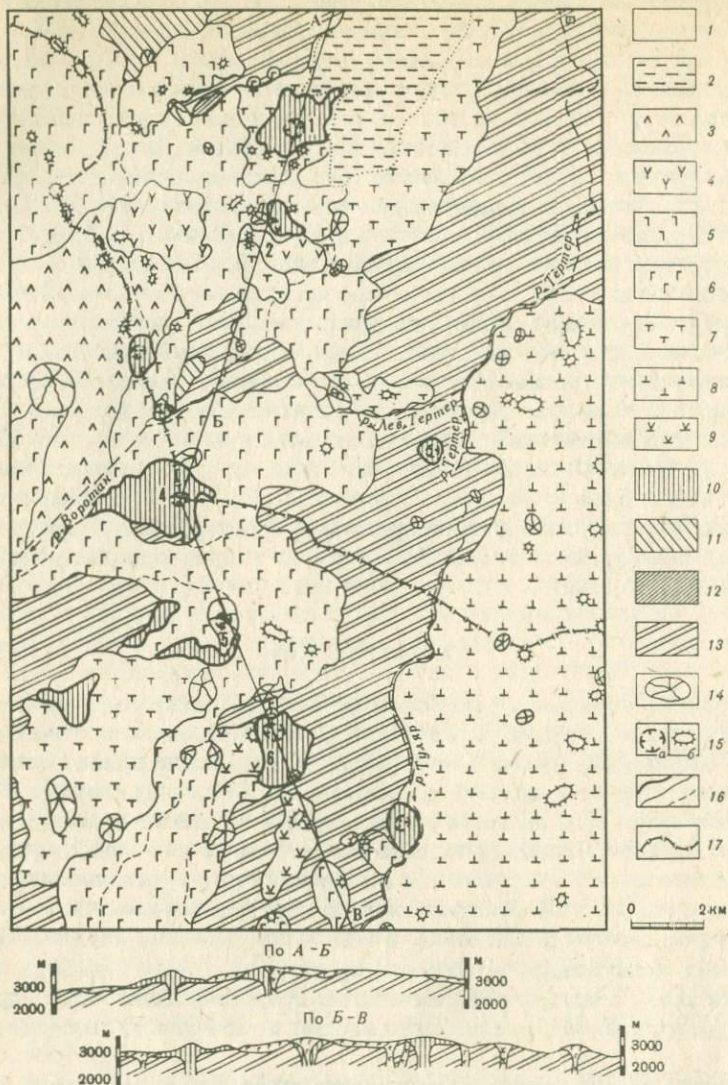


Рис. 23. Схематическая геолого-петрографическая карта западной части Сюникского блока. Составили А.М. Гараев и В.В. Наседкин

1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – ледниковые отложения; 3 – андезиты и андезито-дациты; 4 – роговообманковые андезиты; 5 – пироксеновые андезито-базальты; 6 – афировые андезито-базальты; 7 – кварцсодержащие пироксен-плагиоклазовые андезито-базальты; 8 – нерасчлененные андезито-базальты; 9 – биотит-пироксен-амфиболовые андезиты; 10 – риолиты; 11 – пироксен-плагиоклазовые андезиты; 12 – афибол-плагиоклазовые андезиты; 13 – крупноплевошпатовые дациты; 14 – шлаковые конусы; 15 – центры извержений: а – риолитов, б – средних и основных лав четвертичного возраста; 16 – геологические границы; 17 – граница между республиками; риолитовые массивы: 1 – Кечалдаг, 2 – Айчинглы, 3 – Малый Давагез, 4 – Большой Давагез, 5 – Карахач, 6 – Базенк



ровые перлиты из основания куполовидной постройки относятся к краевым частям растекшегося экструзива. Они имеют значительную мощность и прослеживаются на высоту 175 м от подножия вулкана. Строение перлитов агломерато-глыбовое, местами брекчиевое. Они представлены плотной и слабопористой разновидностями. Стекловатые риолиты северо-западного потока представляют собой пористую гипоглининовую породу с многочисленными сферолитами размером 0,3–1,2 см. Местами наблюдается переход этой породы в окристаллизованный риолит или перлит, которые все же не образуют мощных зон. Этот поток прослеживается фрагментарно из-под перекрывающих его четвертичных андезитобазальтов.

Средний комплекс образован серией лавовых потоков, которые ответвляются от экструзивного центра. Протяженность потоков 0,8–1,5 км, мощность 40–75 м. Потоки имеют близкое строение, отмеченное ярко выраженной зональностью. В разрезе потоков наблюдаются следующие разновидности риолита (сверху вниз):

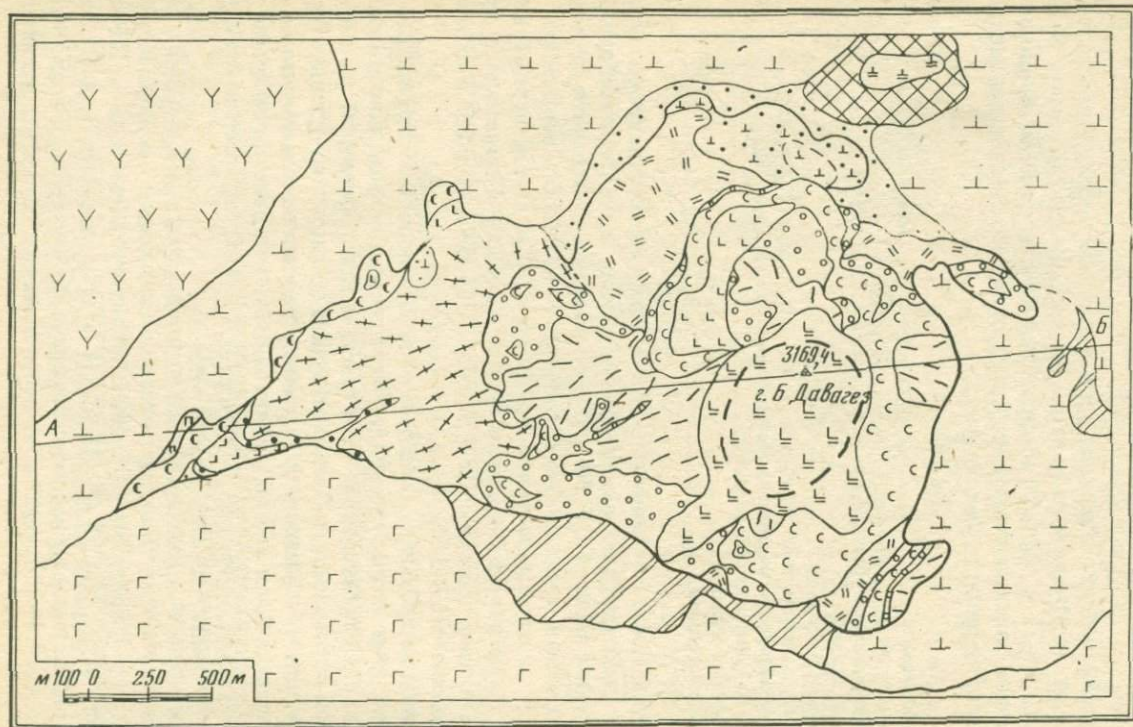
	Мощность, м
1. Пористый перлит .....	6–18
2. Плотный перлит .....	7–10
3. Мареканитоподобная обсидиан-перлитовая порода .....	4
4. Пористый обсидиан .....	5–7
5. Сферолитовый обсидиан .....	5–8
6. Стекловатый сферолитовый риолит .....	5
7. Фельзитовый риолит с плитчатой отдельностью .....	14–20
8. Стекловатый сферолитовый риолит .....	7–8
9. Сферолитовый обсидиан .....	4
10. Массивный обсидиан .....	5–7

Отличительной особенностью этих потоков является широкое развитие сферолитовой кристаллизации при остывании лав. Сферические образования имеют размер 0,5–30 см. Они состоят из агрегата щелочного полевого шпата, кристобалита, тридимита. Мощность перлитовой зоны (там, где она сохранена полностью) около 25 м. Среди перлитов практически отсутствуют брекчиевые разновидности. Пористость и другие свойства плавно изменяются в разрезе. Содержание воды в стекле довольно высокое (2,8–3,5%).

Верхний (центральный) комплекс образуют породы экструзивного ядра, расположенные в привершинной части вулканической постройки. Они представлены тонкополосчатым раскристаллизованным риолитом с плитчатой отдельностью. Тело экструзива эродировано и зоны сферолитового риолита, обсидиана и перлита сохранились фрагментарно. По видимому, последняя порция риолитов была существенно обеднена летучими. Это предопределило сугубо экструзивный характер извержения и ограниченное развитие перлитовой зоны.

Объем перлитов вулкана Давагез оценивается нами в 40815 тыс. м<sup>3</sup>. Перлиты слагают пять крупных тел и несколько мелких. Наиболее удобны для разработки порфиоровые перлиты раннего потока. Их объем составляет более 20 млн м<sup>3</sup>. Несмотря на сравнительно большое содержание кристаллов, эти перлиты хорошо вспучиваются. После обжига в вертикальной лабораторной печи песка фракции 0,6–1,2 мм его насыпная





1



2



3



4



5



6



7



8



18



9



19



10



20



11



21



12

N<sup>3</sup><sub>2</sub>



13



14



15



16



17



плотность составила для разных образцов от 45 до 77 кг/м<sup>3</sup>. Экструзивные перлиты нижнего комплекса относятся нами к резервным блокам сырья. Они имеют более высокие технологические показатели. Из этих перлитов получен вспученный песок с насыпной плотностью 34–35 кг/м<sup>3</sup>.

**Вулкан Базенк.** Базенк находится в 6–8 км к юг-юго-востоку от вулкана Давагез. Вулканическая постройка вулкана Базенк образована главным образом экструзивными фациями. Ее размер в плане 2,5 × 1,5 км, высота – 350 м. Объем слагающих ее риолитов 0,6 км<sup>3</sup>.

Базенк окружен центрами извержения среднеплиоценовых андезито-дацитов и наследует положение одного из них. Андезито-дациты образуют полукольцевой вал вокруг риолитового вулкана. Можно предполагать связь Базенка с кальдерообразной впадиной, возникшей над периферическим очагом после мощных извержений андезито-дацитов.

В строении Базенка участвуют два разновозрастных комплекса риолитов: комплекс "основания" и комплекс "вершины". В основании вулкана залегают туфы смешанного состава (южная периферия постройки), состоящие из смеси обломков перлита, обсидиана и резургентного материала в виде дацитов из подстилающей толщи. Последние составляют до 45% объема породы. Мощность туфов 2–2,5 м.

Основную часть нижнего комплекса слагают перлиты, которые соответствуют краям растекшегося экструзивного купола. Видимая мощность этих пород достигает 140–150 м. Перлиты имеют агломератово-глыбовое строение, местами состоят из монолитов с выдержанным направлением флюидальности. Монолиты развиты на глыбы и блоки ортогональной системой трещин. Преобладают плотные и слабопористые разновидности. В верхней части толщи имеется брекчия спекания, образованная контактным воздействием перекрывающих кислых потоков.

Верхний комплекс состоит из пород зонального экструзива, от которого к югу отходит поток. Длина потока около 1 км, мощность до 65 м. В строении экструзива и потока участвуют раскристаллизованные риолиты, обсидианы и перлиты. Мощность последних 12–35 м. Раскристаллизованные лавы потока представлены сферолитовым риолитом, в экструзивных фациях преобладают плитчатые фельзитовые риолиты.

Перлитовые породы Базенка образуют две мощные толщи. В нижней сосредоточено не менее 19,7 млн м<sup>3</sup>, в верхней – 16 млн м<sup>3</sup>. И те и другие перлиты характеризуются высокими технологическими свойствами. Содержание вкрапленников не более 1–3%. Количество воды обычно составляет 2,5–3,1%. Способность к вспучиванию, как показали лабораторные

Рис. 24. Геологическая карта вулкана Давагез; составил А.М. Гараев.

1 – делювиальные отложения; 2 – эрозионные останцы андезито-базальтов; 3 – андезиты биотит-амфиболовые; 4–6 – андезито-базальты: 4 – афировые вулкана Гомайр, 5 – афировые, 6 – афировые стекловатые; 7 – шлаки андезито-базальтов; 8 – фельзитовые и стекловатые риолиты, обсидианы; 9 – перлиты афировые; 10 – обсидианы афировые; 11 – стекловатые сферолитовые риолиты; 12 – фельзитовые риолиты; 13 – перлиты; 14 – сферолитовые гиалориолиты тонкополосчатые; 15 – гиалориолиты; 16 – перлиты афировые плотные местами брекчиевые; 17 – перлиты порфиоровые; 18 – обсидианы порфиоровые; 19 – риолиты порфиоровые; 20 – андезито-дациты, андезиты; 21 – контуры прижерлового экструзива



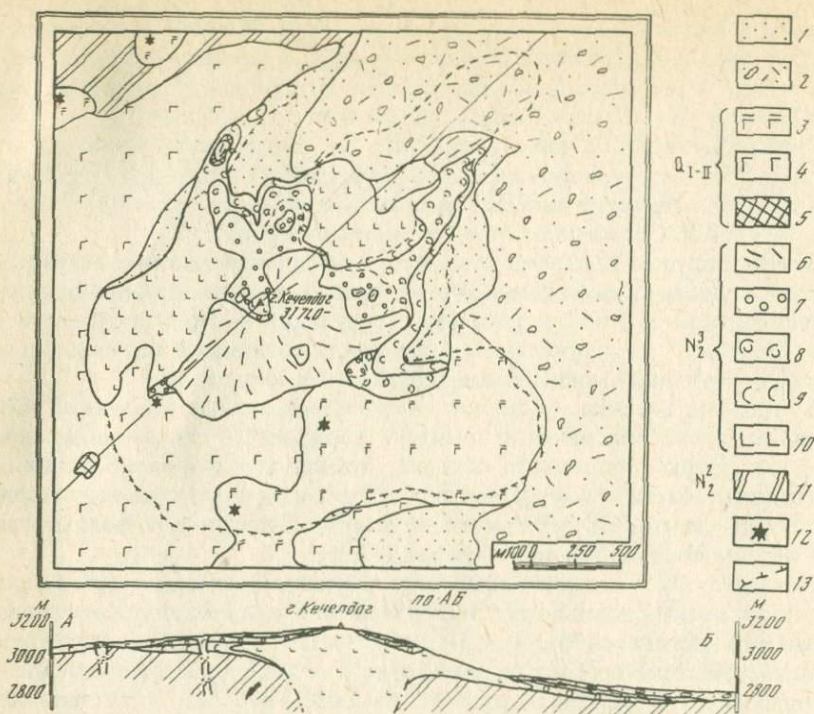


Рис. 25. Геолого-петрографическая карта массива Кечелдаг, составил А.М. Гараев

1 – делювиальные отложения; 2 – ледниковые отложения; 3 – пироксеновые андезитобазальты; 4 – афировые андезитобазальты; 5 – вулканические шлаки; 6 – перлиты; 7 – обсидианы; 8 – сферолитовые обсидианы; 9 – сферолитовые риолиты; 10 – сферолитфельзитовые риолиты; 11 – андезито-дацит, андезит; 12 – четвертичные центры извержения базальтов; 13 – предполагаемые геологические границы

испытания, достаточно высокая. Коэффициент вспучивания достигает 25–30 для фракции 0,6–1,2 мм, а насыпная плотность песка составляет 35–57 кг/м<sup>3</sup>.

**Вулкан Кечелдаг** находится в 10 км к север–северо-западу от Давагеца на территории Азербайджана. Это самый крупный риолитовый центр северной части Сюникского ареала. Он представляет собой растекшийся экструзивный купол с системой коротких потоков (рис. 25). Риолиты потоков частично перекрыты лавами андезитобазальтов и мощными ледниковыми отложениями. Вершина вулкана заметно эродирована.

Состав пород, характер зональности экструзива и потоков Кечелдага во многом аналогичны второму комплексу риолитов вулканов Давагез и Базенк. В ядре экструзива находится плитчатый фельзитовый риолит. В растекшихся краевых частях окристаллизованные разности представлены сферолитовым риолитом. Через переходную зону гиалориолита (содержащего отдельные крупные сферолиты) его сменяет обсидиан. В зоне массивного обсидианового стекла имеются разновидности с ирризацией синевато-фиолетовых тонов (поделочные камни хорошего декоративного качества). Вверху разреза находятся перлиты.



Перлиты сохранились в привершинной части экструзива, где они занимают площадь около 1000 м<sup>2</sup>. Объем перлитовых пород оценивается нами в 1 млн 560 тыс. м<sup>3</sup>. После проведения в 60-х годах разведочных работ на перлиты Кечелдаг наряду с Давагезом рассматривается как основной объект перлитового сырья в Азербайджане.

**Вулкан Айчишлы** расположен между Давагезом и Кечелдагом в 2,5 км юг-юго-западнее последнего. Это небольшой риолитовый центр экструзивного типа. В его строении участвуют две группы экструзивных тел риолитов. Экструзии сформировались в результате двух фаз кислого вулканизма. Относительно древние риолитовые породы образуют группу сближенных экструзивов. Для них характерна относительно простая зональность: окристаллизованный риолит-обсидиан-перлит.

## РАЙОНЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

### *Вулканические пояса*

#### *Восточно-Сихотэ-Алинский, Западно-Сихотэ-Алинский и Центрально-Сихотэ-Алинская вулканическая зона*

В Приморье месторождения и проявления перлитов тесным образом связаны с кислыми вулканитами, входящими в состав сложных по строению вулканических поясов и зон. Изучение вулканических поясов в качестве особых структурных элементов земной коры, контролируемых системами глубинных разломов, было начато на Дальнем Востоке С.С. Смирновым, Ю.А. Билибиным, Е.К. Устиевым, Л.И. Красным, М.И. Ициксоном и др. В 60-90-х годах особенности строения вулканических поясов Приморской части Дальнего Востока рассматривались в работах В.И. Рыбалко и Г.М. Фрема. Кислые вулканические стекла отмечаются во всех выделенных на территории Приморья крупных вулканических структурах: окраинно-континентальном Восточно-Сихотэ-Алинском Вулканическом поясе (ВСАВП) и связанных с ним Центрально-Сихотэ-Алинской (ЦСАВЗ) и Южно-Приморской (ЮПВЗ) вулканических зон, а также в Западно-Сихотэ-Алинском Вулканическом поясе (ЗСАВП), в наложенных вулканических структурах, относящихся к областям тектономагматической активизации.

Вулканические комплексы, содержащие крупные тела перлитов, можно разделить на следующие основные типы: экструзивно-эффузивный, эксплозивный и субвулканический.

Большинство месторождений и проявлений перлита относится к экструзивно-эффузивному типу. В их число входят основные известные месторождения перлитового сырья, представляющие промышленный интерес. Среди проявлений эксплозивного типа, несмотря на то, что сырье характеризуется низким качеством, в настоящее время заслуживает внимания только Сергеевское месторождение. Проявления субвулканических перлитов из-за их небольших размеров пока не имеют промышленного значения. Ниже приводим описание Чугуевского, Новгородского и Сергеевского месторождений.

**Чугуевское месторождение** перлитов находится в Чугуевском районе в 3,5 км к юго-востоку от районного центра – с. Чугуевка.



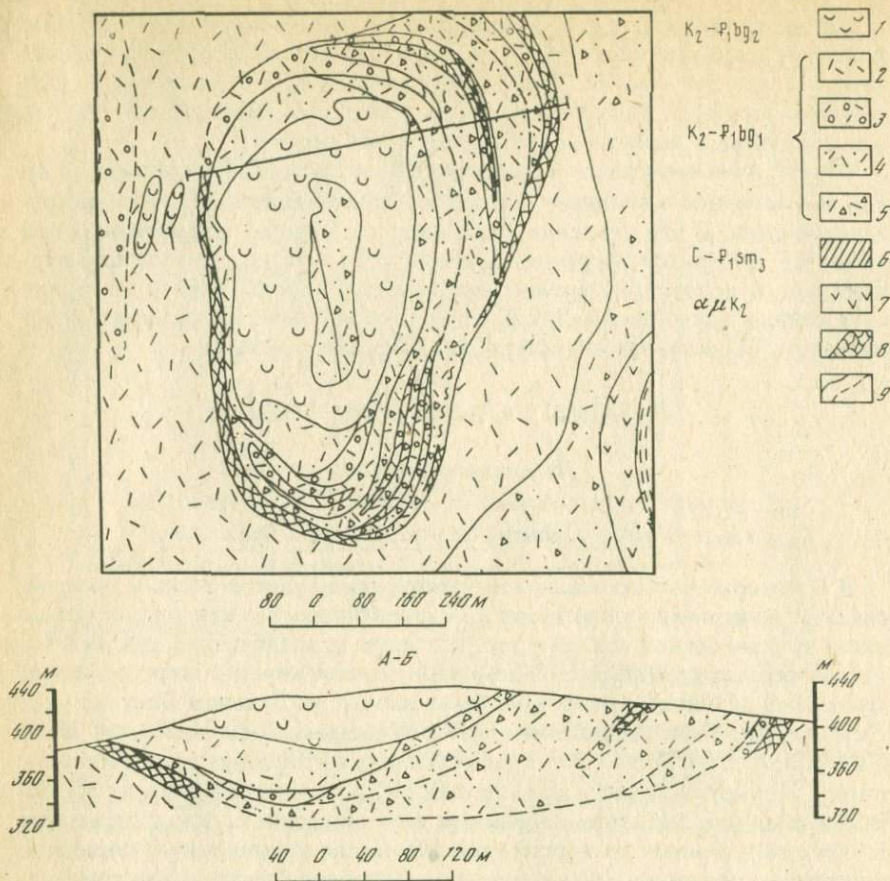


Рис. 26. Схематическая геологическая карта Чугуевского месторождения перлитов и цеолитов (по И.В. Трефиловой)

1 – перлиты; 2 – риолиты; 3 – сферолитовые риолиты; 4 – цеолитизированные витрокластические туфы; 5 – агломератовый цеолитизированный витрокластический туф; 6 – чередование песчаников и сланцев; 7 – андезитовые порфириты; 8 – зоны дезинтегрированных пород; 9 – геологические границы: а – установленные, б – предполагаемые

В структурном отношении месторождение приурочено к массиву кислых вулканитов, который располагается в южной краевой части крупной вулcano-тектонической депрессии. В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные образования богопольской свиты верхнего мела–палеоцена. Богопольская свита месторождения подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю, каждая из которых по своему интересна в промышленном отношении. Нижняя подсвита включает горизонты цеолитизированных пород, верхняя – промышленное тело перлита.

Перлиты месторождения слагают небольшую возвышенность, вытянутую в субмеридиональном направлении (рис. 26). Породы залегают в следующей последовательности (снизу вверх): в основании разреза залегают дациты, которые перекрываются продуктами трех фаз извержений,



центр которых предполагается в восточной части возвышенности. Результатом начальных стадий извержений явилось образование витро- и метавитрокластических туфов, конечных – потоков перлитов.

Мощность тел как туфов, так и перлитов каждой из первых двух фаз примерно 20 м. Небольшая по мощности толща туфов с обломками фельзита отделяет II фазу извержения от III. Отличительной чертой IV фазы третьего перлитового потока является присутствие в нижней его части зоны сферолитового перлита.

Перлиты массивные темно-серые и серые, иногда брекчиевидного облика с зеленоватым оттенком. Структура пород витрофировая, текстура – перлитовая. Основная масса представлена прозрачным вулканическим стеклом, иногда со слабым буроватым оттенком и с концентрическими трещинами сжатия, образующими перлы. Вдоль трещин сжатия стекло обычно цеолитизировано, иногда раскristаллизация достигает 30% от общего объема. Из порфириковых выделений в перлитах присутствуют калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, кварц. Иногда в стекле наблюдаются сферолитовые образования микрофельзитового строения. Количество вкрапленников не превышает 5%. Перлиты Чугуевского месторождения, по [42, 43], относятся к вторично гидратированным образованиям, гидратация и изменения которых происходили в результате воздействия на вулканическое стекло низкотемпературных гидротермальных растворов. На месторождении выделяются сильно-, средне- и слабоизмененные перлиты. Наибольшим распространением пользуются слабо- и среднеизмененные темно-серые и серые перлиты массивного облика. Средне- и сильноизмененные перлиты осветленные и светло-зеленые с желтоватым оттенком брекчиевидного облика залегают в основании тела.

Особенности локализации измененных перлитов определяются главным образом тектоникой месторождения. Роль коллекторов для гидротерма играли два элемента: трещины и горизонты пористых пород, в частности туфов. Растворы, поступаая снизу, из глубины, поднимались по трещинам и затем растекались по туфовым слоям в горизонтальном направлении. Стекловатые потоки, залегающие над туфами, служили своеобразным экраном, однако в тех местах, где поток был нарушен трещинами как прототектоническими, так и более поздними, он остановился проницаемым для гидротермальных растворов. Этим можно объяснить весьма нечеткие взаимоотношения между измененными и неизмененными разновидностями перлита. Уместно отметить, что в распределении гидротермальных минералов по вертикали намечается некоторая зональность. Монтмориллонитизация проявляется в основном в верхней части разреза.

Главным подводющим каналом для гидротермальных растворов несомненно являлись зоны разломов, ориентированные в направлении к предполагаемому центру. Существование разломов подтверждается широким развитием глинистых пород, вероятно маркирующих разломы. Внутренняя часть субмеридионального разлома, расположенного в восточной части месторождения, заполнена брекчиеванными риолитами. Вблизи этого разлома перлиты более изменены нежели на некотором отдалении. Содержание цеолитов в перлите может колебаться от десятых долей до 10–15% и более.

Туфы обычно сильно цеолитизированы, причем главными минералами



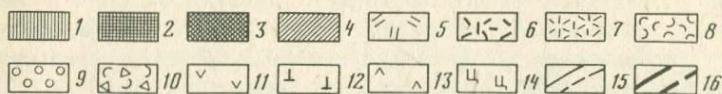
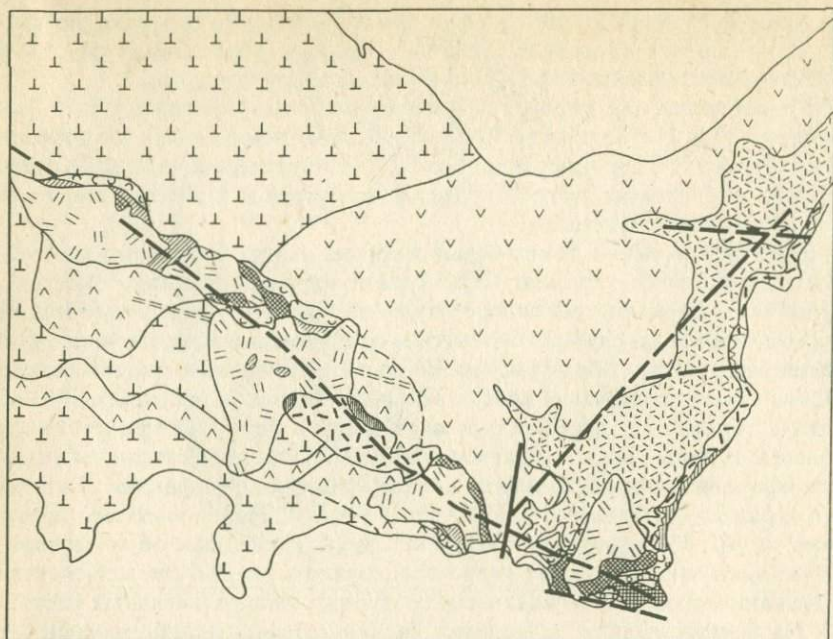


Рис. 27. Геологическая карта района Новгородского месторождения перлита и цеолитов, составили Е.Ф. Семенов, В.В. Наседкин, А.И. Степанов

1 – массивный перлит; 2 – зернистый перлит; 3 – шестоватый перлит; 4 – брекчированный перлит; 5 – тонкополосчатый риолит; 6 – фельзитоподобный риолит; 7 – грубополосчатый риолит; 8 – тонкообломочный цеолитизированный туф; 9 – крупнообломочный цеолитизированный туф; 10 – агломератовый туф; 11 – андезит; 12 – базальт; 13 – андезитодациит; 14 – цеолитизация; 15 – геологические границы: достоверные, предполагаемые; 16 – разломы: достоверные, предполагаемые

этой группы являются морденит и клиноптилолит. Содержание цеолитов в среднем около 60%. По химическому составу туфы и перлиты месторождения относятся к риолитам нормальной щелочности. В измененных перлитах возрастает содержание Са и уменьшается – Na и К. Содержание вторичных минералов в сильноизмененных перлитах достигает 40–60% и более. Вторичные минералы представлены большей частью цеолитами (клиноптилолит с примесью морденита) и в меньшей мере монтмориллонитом.

Чугуевское месторождение является своеобразной моделью комплексного перлит-цеолитового месторождения, где под воздействием гидротермальных растворов произошли гидратация вулканического стекла перлитовой залежи и глубокое изменение обломочных туфогенных пород, заключающееся в их цеолитизации.

Разведанные запасы перлитов Чугуевского месторождения по катего-



рии  $C_1$  составляют 2287,9 тыс. м<sup>3</sup>, запасы цеолитизированных туфов по категории  $C_1 + C_2 - 31,93$  млн т.

**Новгородское месторождение** находится на южном побережье п-ова Краббе (рис. 27). Месторождение открыто и изучено совместно сотрудниками ИГЕМ АН СССР и ПГО "Приморгеология" Н.М. Михайловой, Е.Ф. Семеновым, В.В. Наседкиным. В структурном отношении месторождение находится на юго-восточном фланге Новгородской вулканотектонической депрессии.

В районе месторождения широко развиты эоценовые андезиты, которые слагают основную часть п-ова Краббе. Выше андезитов залегают олигоценовые кислые вулканыты, которые развиты в виде отдельных пятен, тяготеющих к локальным вулканическим постройкам. Андезиты залегают на размытой поверхности палеозойских гранитоидов. Кислые вулканыты образуют три вулканических массива: Северный, Южный и Юго-Западный (Юго-Западная экструзивная зона).

Южный вулканический массив расположен на южной оконечности полуострова и состоит из двух обособленных вулканических тел: вулканического аппарата центрального типа и экструзива, застывшего в непосредственной близости от поверхности. Вулканический аппарат центрального типа в плане имеет неправильную вытянутую в северо-восточном направлении форму. Он представляет собой пологую возвышенность. Разность высот между вершиной и поверхностью воды составляет 151,3 м. Кратер на вершине отсутствует. По-видимому, вулканический аппарат представляет многофазный пологий экструзивный купол с растекающимися в виде потоков краями. Наиболее четко выраженные потоки в виде языков длиной 150–400 м отходят от вершины в южном и юго-западном направлениях. Главная часть вулканического массива состоит из порфировых риолитов.

На южном склоне вулканического аппарата, вблизи его вершины, имеется боковой прорыв, от которого отходит поток флюидальных афировых риолитов. Поток имеет отчетливую трапециевидную форму с малым основанием, обращенным в сторону вершины. Ширина нижнего основания достигает 500 м.

Перлиты встречаются в восточной и южной частях данного массива. В восточной части они образуют краевую зону купола, круто обрывающуюся к морю. Высота обрыва перлита достигает 5–20 м. Перлиты протягиваются в виде прерывистой полосы, вдоль берега, примерно на 600 м. Эта зона сначала полого, а затем под более крутым углом падает в сторону вершины купола.

Более крупные выходы перлитов встречены во фронтальной части потока, ответвляющегося от побочного прорыва на южном склоне купола. Риолитовый поток имеет зональное строение. Нижняя зона мощностью до 10 м состоит из перлита, выше залегает риолит, и верхняя зона потока также сложена перлитом. Для потока характерны черные восковидные перлиты с шестоватой отдельностью. Мощность верхней зоны порядка 10 м. Объемы перлита в верхней зоне достигают 300–350 тыс. м<sup>3</sup> (400×80×10 м). Поток контактирует с витрокластическими туфами, в которые он внедрился в момент извержения. Стекло в туфах почти цело цеоли-



тизировано. Эффузивные перлиты на контакте также довольно сильно цеолитизированы.

Наиболее значительное по масштабам тело перлита расположено в южной краевой части массива, на мысе Деггера. Это тело сложено черным зернистым перлитом и образует самостоятельный экструзив. Часть экструзива, вскрытая эрозией, имеет плитообразную форму, верхняя его поверхность слабо выпуклая. Протяженность тела в субширотном направлении около 200 м, ширина порядка 100 м. Верхняя поверхность экструзива возвышается над урезом воды на 25–30 м. Объем вулканического стекла этого тела составляет около 500 тыс. м<sup>3</sup>. Западный контакт перлита с туфом секущий, крутопадающий. Вдоль контакта туфы интенсивно цеолитизированы.

Вблизи контакта перлит содержит значительное количество включений, или ксенолитов, андезита. Ксенолиты не равномерно распределены по объему эндоконтактной зоны, а полосчато. Количество включений варьирует от единичных индивидов до 5–10% от объема породы. Полосы, или зоны, перлитов, насыщенные ксенолитами, имеют крутое падение к горизонту и направлены к центру купола. Их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 1–2 м. Размер ксенолитов варьирует от 0,5–2 до 5–20 см. Форма ксенолитов угловатая или округлая. Вокруг многих из них имеются зоны сферолитовой кристаллизации. В этом случае на контакте сферолитового агрегата и ксенолита возникают пустоты, заполненные опалом и халцедоном.

Вдоль зон, в пределах которых расположены ксенолиты со сферолитовой кристаллизацией, имеются признаки гидротермального изменения стекла. Макроскопически это выражается в интенсивном изменении окраски породы, которая приобретает грязновато-серый оттенок. Стекло в этих зонах становится хрупким и легко крошится при механическом воздействии.

Распределение ксенолитов в крутопадающих зонах, которые пространственно совпадают с зонами гидротермальной деятельности, подтверждает экструзивную природу данного вулканического тела.

Юго-западная экструзивная зона состоит из нескольких веерообразных экструзивных куполов, которые вытягиваются в северо-западном направлении от Южного массива. Купола располагаются на расстоянии 400–600 м друг от друга и связаны между собой крупными дайками. Крайним юго-восточным звеном в цепи экструзивных тел является отдельное экструзивное тело. Экструзив несколько вытянут вдоль главного направления тектонической зоны. Длина его около 400 м, поперечный размер составляет около 250–300 м. Экструзив состоит из афирового риолита, по петрографическим особенностям близкого риолиту бокового прорыва. Перлиты образуют прерывистую зону вдоль северо-восточного контакта экструзива. Мощность зоны перлита варьирует от 2–10 до 30–40 м.

Далее на продолжении экструзивной зоны в северо-западном направлении располагается дайкообразное экструзивное тело. В длину оно достигает 600 м, в поперечнике – 250 м. Перлит образует приконтактную зону вдоль северо-восточного контакта дайки. Мощность зоны до 30–40 м, длина около 200 м. Зона состоит из зернистого перлита, который петрографически близок к зернистому перлиту мыса Деггера.



Северо-западнее дайкообразного экструзива располагается второе по счету экструзивное изометричное тело. Оно имеет сложное строение, в южном направлении от него отходит короткий поток. Перлит образует краевую зону вдоль северного контакта экструзивного массива. Зона прослежена по простиранию на 200 м, ее мощность порядка 35–40 м. Перлит представлен восковидной брекчиевой разновидностью.

Следующее за рассмотренным экструзивом вулканическое тело представляет собой вытянутую вдоль разлома трещинную экструзию. Перлит образует краевые зоны этого экструзивного тела, а также зону выклинивания на юго-восточном окончании экструзива. Наиболее крупные скопления стекол сосредоточены в районе зоны выклинивания. Длина зоны около 150 м, мощность порядка 50 м. Перлит краевых частей экструзива состоит из серии прерывистых тел длиной до 100 м при мощности 25–30 м. Перлит представлен главным образом зеленовато-серой зернистой разновидностью.

И наконец, на юго-западном окончании вулкано-тектонической линейной зоны северо-западного направления располагается третье по счету изометричное экструзивное тело длиной 850 м и шириной около 350 м. Перлит образует линейные зоны вдоль северной и юго-восточной окраин экструзива. На юго-восточной окраине интрузива распространены восковидные массивные перлиты черной окраски. Мощность зоны перлита порядка 10 м. На северной окраине развиты главным образом брекчиевые перлиты. Длина перлитовой зоны порядка 200 м, мощность от 10 до 30 м.

Северный массив расположен в северо-восточной части месторождения и состоит из риолитов, образующих потоки и собственно экструзив, который имеет вид скалистого гребня, вытянутого в северо-западном направлении. Длина экструзива 300 м, ширина – 100 м. От экструзива во всех направлениях отходят риолитовые потоки. Длина потоков варьирует от 200 до 500 м. Северный массив состоит из риолитов порфировой структуры, которые по петрографическим признакам идентичны риолитам Южного массива. Однако вулканические стекла в пределах Северного массива отсутствуют.

В формировании кислых пород палеогенового комплекса мы выделяем три главные стадии. В первую стадию произошло образование Северного и Южного массивов и некоторых мелких вулканических тел северо-западной экструзивной полосы. В формировании названных массивов принимают участие идентичные риолиты порфировой структуры и подстилающие их туфы. Эффузивной и экструзивной деятельности предшествовали эксплозии, в результате которых сформировалась толща туфов. По-видимому, туфы покрывают площадь не повсеместно, а тяготеют к отдельным центрам. Во вторую стадию произошел прорыв и побочное извержение афировых лав. Эта стадия проявилась в пределах Южного массива и некоторых мелких центров, расположенных на разломе северо-западного направления. Наконец, в третью стадию произошло внедрение мелких экструзивов в южной части Южного массива и в отдельных центрах экструзивной полосы. Некоторые экструзивы не дошли до поверхности и застыли в непосредственной близости от нее, например экструзив перлита на мысе Деггера. Образование вулканических стекол связано со второй и третьей стадиями вулканической деятельности.



Интенсивная гидротермальная деятельность, имевшая место в пределах месторождения, по-видимому, связана с поствулканическими процессами и активизацией базальтового вулканизма на юге (ЗСАВП) в неогене. С гидротермальными процессами связаны гидратация вулканического стекла, цеолитизация и образование халцедоновой минерализации.

Суммарный объем перлитов Новгородского месторождения оцениваются не менее, чем в 1 млн м<sup>3</sup>.

**Сергеевское месторождение** перлитов расположено в Партизанском районе в 25 км от пос. Сергеевка.

Верхнемеловые отложения, с которыми связаны вулканические стекла, представлены кислыми вулканитами приморской свиты, которые протягиваются полосой шириной 700–800 м в юго-восточном направлении от долины р. Сергеевка (рис. 28). Они, по-видимому, образовались в результате деятельности гипотетического Сергеевского вулкана, который находился на некотором расстоянии к северо-востоку от описываемой площади (по данным В.С. Шкодзинского и др.). Одной из основных форм деятельности этого вулкана была взрывная деятельность, в результате которой образовались крупные пирокластические потоки. При остывании в некоторых потоках возникала зональность. Пирокластические частицы сваривались в массивное стекло, которое залегает в верхней и нижней частях потока, в то время как в центральной части стекло кристаллизовалось с образованием зоны риолита.

Взрывные породы широко представлены на площади, непосредственно прилегающей к Сергеевскому месторождению, и выходят на поверхность в эрозионных срезках в верховьях р. Сергеевки и руч. Каменистого (проявления Базальтовое и Каменистое), где в риолитах наблюдаются стекловатые породы аналогичного генезиса.

Важную роль в формировании месторождения играли тектонические процессы, под действием которых месторождение было разбито на блоки. Разломы проходят по долинам ручьев Незаметный, Медвежий и р. Сергеевка. Большое влияние на залегание породы оказал крупный северо-восточный разлом, сместивший вулканиты приморской свиты. В результате вся толща оказалась наклоненной на север–северо-восток под углом 10–15°.

Собственно Сергеевское месторождение (см. рис. 28) представляет собой достаточно крупный зональный пирокластический поток, который занимает водораздельную часть ручьев Медвежий и Незаметный. Мощный (150–250 м) поток протягивается полосой шириной 700–1500 м в юго-восточном направлении на расстояние 2,5–3 км от р. Сергеевки. Нижняя часть потока сложена зоной перлита, который в виде мелких тел прослежен на крутом левом борту долины р. Сергеевки. Важным картировочным признаком при выявлении распространения зоны перлита являлись крупные (10–50 см диаметром) сферолитовые образования. Внизу потока залегает зона стекловатых пород, в которой вверх по разрезу появляются гигантские по размеру сферолоиды. Количество гигантских сферолитов на 1 м<sup>3</sup> объема составляет десяток и более. Выше эта зона сменяется окристаллизованными сваренными туфами, практически трудно отличимыми от риолитов. В них также вблизи зоны стекла наблюдаются сферолиты. Они имеют меньшие размеры и концент-



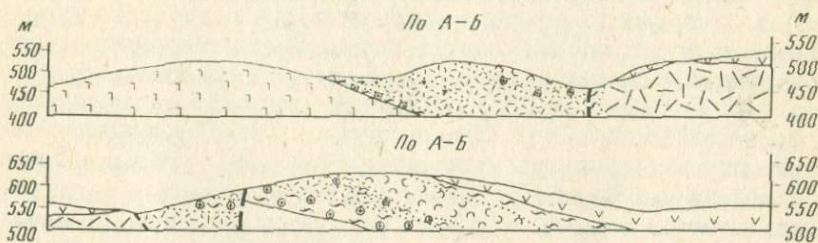
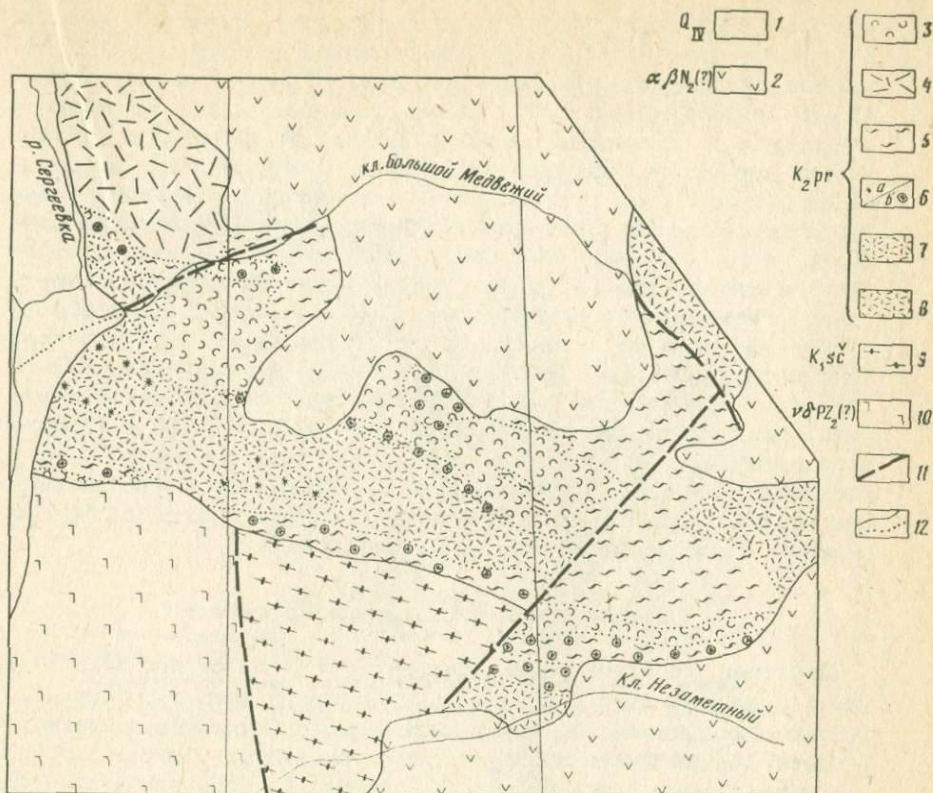


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Сергеевского месторождения перлитов; составили А.И. Степанов, Е.Ф. Семенов

1 – современные отложения; 2 – андезито-базальты, плиоцен; 3–8 – кислые вулканы приморской свиты: 3–5 – сваренные туфы: 3 – витрокластические, 4 – окристаллизованные, 5 – измененные; 6 – сферолитовые образования: а – крупные, б – гигантские; 7 – туфы риолитов; 8 – брекчьевые риолиты; 9 – песчаники, алевролиты сучанской серии; 10 – габброиды, средний палеозой; 11 – разломы; 12 – границы между разновозрастными (а) и одновозрастными (б) породами



рируются в передовой части потока. При разведке риолитов в качестве кварцполевошпатового сырья эта зона была названа зоной "шаровых лав" (по Б.И. Вачаеву). Зона риолитов протягивается в виде полосы шириной 150–300 м. Зона перлита с гигантскими сферолоидами широко развита в верховьях руч. Незаметного, менее отчетливо она выделяется в центре участка, где образует широкое поле. В левом борту долины р. Сергеевка, выше впадения в нее руч. Медвежьего, в коренном обнажении виден постепенный переход риолитов к перлиту с гигантскими сферолоидами. Далее, вверх по разрезу, зона стекла со сферолитами сменяется зоной вулканического стекла – перлита. Среди перлитов выделяются измененные и неизмененные разновидности. Слабоизмененный перлит образует крупное тело на левом борту руч. Медвежьего. Площадь тела составляет примерно 250×250 м. По данным бурения (данные Б.И. Вачаева), мощность тела около 20 м. Восточнее располагается второе тело слабоизмененного перлита площадью около 150×400 м. Практическое значение как перлитовое сырье имеют только перлитовые тела, связанные с верхней стекловатой зоной. По приблизительной оценке объемы перлитов первого тела при мощности 15 м составляют около 900 тыс. м<sup>3</sup>, второго тела при мощности 10 м – около 600 тыс. м<sup>3</sup>.

#### *Обрамление Охотского срединного массива*

**Охотское месторождение.** Находится в 19 км от пос. Охотск и приурочено к участку пересечения юго-западной частью Охотско-Чукотского вулканического пояса южной части Охотского срединного массива. Массив и прилегающие к нему территории с начала мела до палеогена подвергались тектоно-магматическим преобразованиям. В пределах массива произошли извержения огромной массы различных по составу вулканических продуктов, локализующихся в ряде вулканогенных прогибов, и внедрились крупные интрузии гранитоидов, сконцентрированных преимущественно в Охотско-Ульдейском плутоногенном поднятии. Месторождение находится в южной части Ланжинского горста – поднятия, ограниченного разломами с севера, востока и запада и являющегося южной частью Охото-Ульдейского поднятия. Горст сложен преимущественно меловыми гранитоидами и габброидами, прорывающими терригенные и вулканогенно-терригенные отложения перми и триаса. Размещение в пределах горста субвулканических тел различного состава мелового возраста контролируется разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 29).

К грабенообразной впадине в южной части горста, ограниченной разломами северо-западного простирания, трансирующимися долинами рек Малый Марекан и Каменушка, приурочены светлоокрашенные кислые вулканиды кайнотипного облика, с которыми связано Охотское месторождение. Эти породы являются самыми молодыми вулканидами горста и залегают на пермских осадочно-вулканогенных породах, меловых гранитах, а также раннемеловых вулканидах среднего и основного состава, верхнемеловых дацитах, ингимбритах, риолитах и комагматичных им субвулканических тел.

Полученные в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР



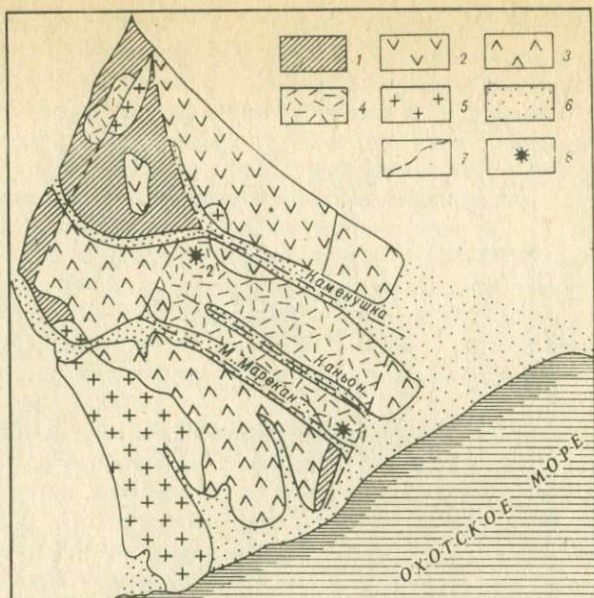


Рис. 29. Геологическая схема района Охотского месторождения перлитов (по К.Н. Рудичу [59] с дополнениями Ю.А. Нистратова)

1 – осадочные отложения триаса и перми; 2 – нижнемеловые андезиты, андезитобазальты и их туфы; 3 – игнимбриты, дациты, риолиты с неясно выраженной порфировой структурой и их туфы, верхний мел; 4 – палеогеновые тонкофлюидальные риолиты и их туфы; 5 – меловые гранитоиды; 6 – современные рыхлые отложения; 7 – разломы; 8 – предполагаемые центры извержения: 1 – южный, 2 – северный

калий-аргоновые датировки (48–56 млн лет) подтверждают предполагавшийся ранее для перлитсодержащих вулканитов палеогеновый возраст; далее для удобства мы будем называть толщу, включающую мареканитовые разновидности перлита, мареканской. Породы этой толщи образуют поле площадью 14,5 км<sup>2</sup>.

Месторождение перлита приурочено к вулканическому центру в приустьевой части р. Малый Марекан, расположенному в месте пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Центр извержения маркируется агломератовыми туфами белых пористых перлитов, окаймленных красно-бурыми брекчиевидными перлитами. От центра отходят потоки флюидальных риолитов, к краевым частям которых приуроченные светло-серые перлиты ближе к центру приобретают бурую окраску. На контакте серых и бурых перлитов в тех и других разновидностях наблюдаются ядра слабогидратированного обсидиана, известные в литературе как мареканиты. Вторичные изменения на месторождении проявлены крайне слабо. В брекчиевидных перлитах жерловой части месторождения вдоль трещин развиты прожилки кварца, полевого шпата и морденита мощностью до 3 мм. Агломератовые туфы жерловой фации практически не изменены. В них обнаружены следы морденита и смешанно-слоистого слюда-сметкита (данные термического и рентгенофазового анализа). На контакте с перлитами наблюдается маломощная



Таблица 18

Химический состав (в мас. %) мареканитов и риолитов Охотского месторождения

Окисел	1		2		3		4		5	6
	а	б	а	б	а	б	а	б		
SiO <sub>2</sub>	72,43	74,17	71,40	72,90	75,50	75,54	74,45	74,94	74,56	74,56
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,13	0,06	0,07	0,15	0,13	0,06	0,07	0,06	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,89	14,14	13,68	13,64	14,48	14,40	14,27	14,02	14,25	14,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,31	1,28	0,87	0,50	0,32	1,33	0,89	0,16	0,16
FeO	0,22	0,47	0,26	0,22	0,23	0,48	0,27	0,23	0,54	0,55
MnO	0,059	0,052	0,064	0,066	0,06	0,05	0,07	0,07	0,044	0,045
MgO	0,09	0,09	0,09	0,085	0,09	0,09	0,09	0,09	0,30	0,30
CaO	0,66	0,69	0,75	0,82	0,69	0,70	0,78	0,84	0,97	0,98
Na <sub>2</sub> O	3,78	4,12	3,70	3,75	3,94	4,20	3,86	3,85	3,25	3,29
K <sub>2</sub> O	4,19	4,01	4,62	4,67	4,37	4,08	4,82	4,80	4,58	4,64
HO <sup>+</sup>	2,95	0,42	3,38	1,37						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	0,47								
Сумма	99,439	99,072	99,284	98,461	100,00	100,00	100,00	100,00	99,454	100,00

1-4 – мареканитовые разновидности перлита (а – цементирующий перлит, б – ядро), 5-6 – риолит.



(1–5 см) невыдержанная зона туфов, состоящих из слабоаргиллизированных и цеолитизированных обломков и цеолитовой цементирующей массы. Цеолит представлен Na-морденитом. В риолитах отходящих потоков наблюдается образование опала и халцедона в линзовидных пустотах размером до 3 см. На границе перлитов с риолитами в потоках восточной части месторождения иногда наблюдаются маломощные монтмориллонитовые глины. Редко вдоль трещин в перлите наблюдается образование глинистого минерала (монтмориллонита?).

Указанные изменения позволяют предположить, что они происходили под влиянием щелочных растворов, приведших к образованию ассоциации кварца, морденита и полевого шпата, полученных в результате эксперимента, произведенного при 250°C и pH ~ 10,5. В красных частях участка, где концентрация раствора и температура были ниже, образовался монтмориллонит.

Наблюдающаяся в светлых перлитах полосчатость, обусловленная сложным распределением кристаллитов, пересекает обособления обсидиана без искривлений, в то время как вокруг этих обособлений наблюдаются чешуи стекла, образованные трещинами перлитовой отдельности. Перечисленные признаки указывают на отсутствие связи мареканитов с явлением жидкостной несмесимости. Очевидно, что образование обсидиан-перлита произошло после излияния магмы на поверхность и остановки ее движения. Отсутствия ликвации подтверждается также исключительно близким составом обсидианов и перлитов и постоянством количества щелочей при существенном изменении содержания воды (табл. 18).

Отличительной особенностью вулканических стекол Охотского месторождения является полное отсутствие в них вкрапленников. При определении абсолютного возраста мареканитовой толщи К-Аг методом по валовым породам для риолитов и обсидианов были получены очень близкие значения (50–52 млн лет), соответствующие эоцену. Для серых перлитов потока было получено несколько меньшее значение – 48 млн лет, а для брекчиевидного перлита 56 млн лет (данные лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР).

*Зона сочленения Амуро-Амгунской рифтогенной структуры  
и Нижнеамурской вулкано-тектонической зоны*

**Белогорская группа месторождений.** В эту группу входят восемь участков распространения вулканического стекла. Рассматриваемый район расположен на участке сочленения Нижнеамурской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Амуро-Амгунской рифтогенной структуры. Положение участка определяется сочетанием вулканических структур центрального типа с линейными тектоническими. Образование Белогорского некка приурочено к месту пересечения Кольской широтной зоны разломов с Амгунским разломом северо-восточного направления. Вокруг некка по геофизическим данным установлен ряд концентрически расположенных кольцевых и дуговых разломов (рис. 30). Такое сочетание тектонических и вулканических элементов позволило определить Белогорскую структуру как кальдеру в грабене [32]. Заложение Белогорской кальдеры связывают со зрелой стадией формирования ВСАВП в Ниж-



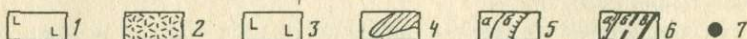
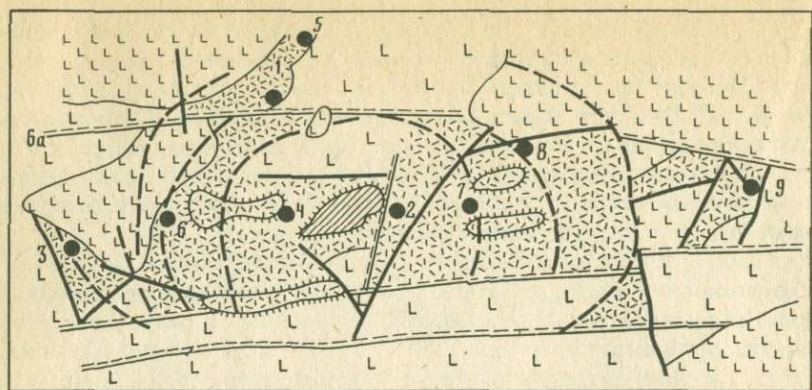


Рис. 30. Схематическая геологическая карта Белогорской вулканотектонической структуры; составил Ю.А. Нистратов с использованием материалов А.С. Охранчука и А.В. Слесарева

1 – базальты, андезиты-базальты, андезиты кузнецовского комплекса; 2 – субщелочные риолиты, риолито-дациты, трахидациты колчанского комплекса; 3 – андезиты-базальты кизинского комплекса; 4 – вторичные кварциты горы Белой; 5 – геологические границы: а – между эффузивами, б – между экструзивными телами; б – разломы: а – магмо- и рудоконтролирующие, б – кольцевые по геофизическим данным, в – прочие; 7 – месторождения и проявления перлита: 1 – Колчанское, 2 – Угольное, 3 – Придорожное, 4 – Заячье, 5 – Левобережное, 6 – Сретенское, 7 – Белогорское, 8 – Исток, 9 – Алтуховское

неамурской зоне, когда в результате образования очаговых кальдер проседания происходит усложнение заложенных ранее вулканотектонических полигенных структур [13]. По времени образование Белогорской кальдеры совпадает с заложением Амуро-Охотской рифтогенной системы [14]. Белогорская группа месторождений связана с контрастным вулканизмом эоцен-олигоценового времени. Проявления этого вулканизма, по мнению Ю.А. Мартынова [32], локализованы в определенных структурах, в которых режим растяжения и поступления глубинного малодифференцированного базальтового расплава (кузнецовская свита эоцена) сменяется сжатием, дифференциацией и извержением, а затем выдавливанием кислых вязких расплавов (колчанская свита эоцен-олигоцена).

К Белогорской кальдере приурочено золоторудное поле, на площади которого фиксируются три крупных блока – Северный, Центральный и Южный, ограниченные протяженными субширотными разломами. Центральный блок опущен по отношению к соседним и к нему приурочена подавляющая часть экструзий и субвулканических тел, большая часть вулканитов колчанской свиты. Площадь Белогорской кальдеры, вытянутой в субширотном направлении, составляет 70 км<sup>2</sup>. В образовании кислых вулканитов колчанского комплекса, слагающих Белогорскую и аналогичную ей Бухтыанскую (правый берег р. Амур) кальдеры, выделяются две фазы: 1) формирование покровов субщелочных риолито-дацитов и субвулканических и экструзивных тел трахидацитов, субщелочных риолито-дацитов, плагиориолитов; 2) излияние лав андезито-даци-



тового состава, внедрение субвулканических и экструзивных тел крупнопорфировых андезито-дацитов [13].

Первую фазу в пределах Белогорской кальдеры можно разделить на два этапа. С первым этапом связано образование маломощной толщи агломератовых кислых и смешанных туфов и Белогорского некка, породы которого подверглись в дальнейшем интенсивному кремнекалиевому метасоматозу. На втором этапе образовались экструзии в районе руч. Заячьего и в районе горы Угольной, а также ряд экструзий, субвулканических тел и коротких лавовых потоков субщелочных плагиориолитов, риолито-дацитов и трахириолитов. Белогорский некк имеет грибовидную форму. Площадь выхода на дневную поверхность 0,8 км<sup>2</sup>. Углы падения контактов остальных экструзий от 40 до 90° по направлению к их центру. К гидротермально-измененным колчанским вулканитам Белогорской экструзии некка приурочены месторождения золота и фарфорового камня. Образовавшиеся в результате изменения кварцевые метасоматиты развиваются в апикальной части субщелочных липарито-дацитов и трахидацитов экструзии и не выходят за ее пределы [33]. Породы второго этапа образования колчанского комплекса и более молодые базальтоиды метасоматическими процессами не затронуты. Подстилающие колчанские вулканиты эоценовые базальтоиды кузнецовского комплекса пропилитизированы, что связывается с дорудной стадией гидротермально-метасоматического преобразования метасоматитов.

Детально строение Белогорского палеовулкана и метасоматические изменения слагающих его пород изучены А.В. Зиньковым [23]. По мнению этого автора, сложное внутреннее строение некка обусловлено многократными (не менее трех) экструзиями кремнекислых пород, состав которых изменяется сверху вниз от низкощелочных к субщелочным разновидностям кремнекислых пород. В районе месторождения он выделяет хлорит-эпидотовую фацию пропилитов в породах основного состава и гематит-кварцевую, глинисто-гидрослюдистую и полевошпат-слюдисто-кварцевую (перечислены сверху вниз) фации кварц-полевошпат-слюдистых метасоматитов.

Для выделенных фаций характерны следующие минеральные ассоциации: полевошпат-слюдисто-кварцевая – серицит, кварц, калиевый полевошпат, гидробiotит, пирит, гидрослюда; глинисто-гидрослюдистая – кварц, каолинит, гидрослюда; монтмориллонит галуазит-гематит-кварцевая – гидрослюда, кварц, каолинит ± гематит. Наряду с каолинитом многими исследователями на месторождении в породах жерловой фации отмечается дикцит.

На золоторудном месторождении А.В. Зиньковым [23] выделяются следующие зоны, обусловленные основным жильобразующим процессом: аргиллизации, гидрослюдизации (± гидробiotит), адуляризации, окварцевания.

Температура образования жильного кварца, по данным гомогенизации флюидных включений, 240–290° [24].

Образование эпипород пропилитовой формации на месторождении происходило в условиях субщелочного метасоматоза с последующим эволюционированием в сторону повышения кислотности растворов, а золото-



Таблица 19

Химический состав (в мас.%) стекловатых пород Охотского (1-4),  
Белогорского (5-9) и Бухтянского (10-11) месторождений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	76,78	76,55	76,83	76,79	74,92	74,86	75,87	75,00	74,97	74,34	74,84
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,05	0,05	0,20	0,19	0,17	0,18	0,19	0,23	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	13,44	13,47	13,54	13,94	13,88	13,68	13,79	13,98	13,85	13,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } FeO }	0,39	0,50	0,47	0,55	0,88	0,85	0,33	0,91	0,93	1,00	0,97
MgO	0,08	0,08	0,08	0,07	0,10	0,08	0,03	0,08	0,12	0,13	0,16
CaO	0,75	0,73	0,80	0,71	0,43	0,54	0,43	0,52	0,54	0,41	0,39
Na <sub>2</sub> O	4,00	4,01	3,94	3,92	4,42	4,54	4,82	4,59	4,26	5,24	4,98
K <sub>2</sub> O	4,49	4,60	4,63	4,38	5,11	5,06	4,68	4,94	5,01	4,80	4,69
Сумма	99,09	95,45	96,40	100,53	100,19	96,36	98,12	100,31	96,24	98,23	96,51

1-4 - Охотское месторождение (1 - обсидиан, обр. 776; 2, 3 - перлит, обр. 77А; 4 - обсидиан, обр. 63А); 5 - обсидиан, обр. 8, скв. 80; 6 - перлит, обр. 8; 7 - сферолит, обр. 8; 8 - обсидиан, обр. В-11; 9 - перлит, обр. В-11Д; 10 - обсидиан, обр. ВХ-3; 11 - перлит, обр. ВХ-3.



носной кварц-полевошпат-слюдистой формации – в условиях кремнещелочного метасоматоза. Определенная вертикальная зональность отмечается в распределении глинистых минералов [67].

В верхней зоне до 100–110 м развиты преимущественно каолиновые минералы (диккит? и каолинит), ниже залегают тонкодисперсные глиноподобные гидротермальные мусковиты полиморфных модификаций  $1M$ ,  $2M_1$  и  $2M_2$ , образующие мономинеральные выделения или природные смеси. Для глубины 200–300 м и ниже характерны серицит- и хлорит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов. Маложелезистые метасоматиты мусковит-кварцевого и каолинит (диккит)-кварцевого типа изучались в качестве фарфорового камня. По своим качественным показателям они незначительно отличаются от фарфорового камня Гусевского месторождения. В породах нижней зоны обнаружен литиевый тосудит [67]. В поверхностных частях месторождения фиксируется и гипергенный галлуазит, образующий псевдоморфозы по адуляру и обильные секреторные накопления в друзовых полостях [61].

Наблюдается определенная площадная (горизонтальная) зональность в пределах метасоматитов. Если в центральных частях преобладают кварц-каолиновые (диккитовые) породы с телами монокварцитов и кварц-адуляровых пород, то в краевых частях они сменяются кварц-серицитовыми (мусковитовыми) метасоматитами. Если для центральной части палеовулкана характерны три политипа тонкодисперсной слюды с преобладанием  $2M_1$ , то в брекчиях смешанного состава западной части палеовулкана типичной является глиноподобная слюда  $1M$ , что, возможно, свидетельствует о менее стабильных условиях ее образования.

Большинство известных в районе проявлений перлита связано со вторым этапом формирования количественного комплекса, т.е. после образования Белогорского некка. Влияние гидротермальных растворов, приведших к образованию метасоматитов, безусловно отразилось и на вулканических стеклах.

Большинство проявлений перлита приурочено к осевой части Белогорской кальдеры и находится вблизи кольцевых разломов, к которым, вероятно, приурочены магмоподводящие каналы. Одна часть проявлений перлита связана с краевыми частями экструзий (Угольное, Левобережное, Придорожное), другая – с потоками эффузивов (Колчанское, Сретенское), некоторые из которых ответвлялись, вероятно, от этих экструзий (Заячье, Исток). Положение ряда проявлений (Алтуховское, Белогорское) не ясно из-за плохой их изученности.

Образование перлитов связано с несколькими вулканическими центрами, о чем свидетельствует непостоянство как химического состава пород (табл. 19), так и состав интрателлурических вкрапленников. Породы Колчанского месторождения и Сретенского проявления отличаются более высоким содержанием кремнезема и щелочей, по сравнению с содержанием в породах остальных участков, в то время как перлиты горы Угольной являются наименее кислыми и отвечают по составу дацитам. Практически во всех породах второго этапа присутствуют плагиоклаз, биотит и магнетит. Однако количество вкрапленников существенно варьирует, причем наибольшее их количество отмечается в перлитах горы Угольной и Алтуховского проявления. Кроме перечисленных минералов



на Алтуховском проявлении отмечаются вкрапленники калиевого полевого шпата, а на Сретенском – пироксена. Из акцессорных минералов практически везде встречаются апатит и ильменит, реже – циркон.

Изучение химического состава плагиоклазов и биотитов, а также политипии последних позволило выявить их различия для разных проявлений. Для большинства проявлений характерен олигоклаз – андезин ( $An_{26-32}$ ), для проявления Алтуховского – олигоклаз ( $An_{18}$ ), Белогорского – андезин  $An_{48}$ , а Сретенского – лабрадор ( $An_{60}$ ). Железистость большинства биотитов от 30 до 50, причем наиболее железистые и высокотемпературные [24] биотиты горы Угольной. Глиноземистость биотитов изменяется от 21 в перлитах проявлений Алтуховского и Исток до 17,5 в перлитах горы Угольной. Принято считать, что для образования биотитов с повышенной глиноземистостью необходима среда с низкой щелочностью. Глиноземистость слюд остальных проявлений и Колчанского месторождения имеет промежуточное значение.

Для перлитов краевой части экструзий горы Угольной отмечается политип биотита 1М, а для Колчанского месторождения, Сретенского и Придорожного проявления 1М и  $1M \pm 2M_1$ . В перлитах Придорожного проявления преобладает политип 1М, а на остальных проявлениях  $1M \pm 2M_1$ . Большая глубина и стабильность давления летучих, которые предполагаются для Угольного способствовали кристаллизации политипа 1М, наиболее энергетически выгодного для упорядоченного биотита. В менее глубоких и стабильных условиях формировалась смесь политипов  $1M \pm 2M_1$ .

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В настоящее время на территории Забайкалья известны два крупных разведанных месторождения перлита: Мухор-Талинское и Холинское, а также несколько десятков более мелких месторождений (Мухор-Шибирская группа и др.). Нередко с телами перлитов ассоциируют цеолитизированные витрокластические туфы, образуя комплексные перлит-цеолитовые месторождения. В качестве характерных примеров подобных образований рассмотрим Мухор-Талинское и Холинское месторождения.

В своем строении и структурном положении они обнаруживают много общего. Это выражается в их приуроченности к палеовулканическим постройкам, которые, в свою очередь, тяготеют к краевым частям мезозойских вулcano-тектонических впадин. Сходен и состав продуктов извержения палеовулканов. Главной отличительной особенностью строения рассматриваемых месторождений является наличие верхнего горизонта кислых эффузивов перлит-риолитового состава, выполняющего роль экрана в процессе гидротермальной цеолитизации нижележащих витрокластических туфов [11, 27, 40].

В то же время масштабы Холинского палеовулкана, представленного одним экструзивным куполом, существенно уступают Мухор-Талинской многокупольной постройке. Отложение пирокластического материала в пределах Холинского месторождения в озерных условиях на значительном удалении от эруптивного центра способствовало формированию менее нагретых поровых растворов, чем на Мухор-Талинском месторождении.



Различные температурные режимы минералообразования на этих объектах, обусловленные особенностями их геологического строения и историей формирования, отразились на характере и степени гидротермального изменения слагающих их стекловатых вулканитов.

История формирования Мухор-Талинского и Холинского месторождений отражает все стадии изменения кислых стекол (перлитов и витрокластических туфов) с повышением температуры гидротермальных растворов, начиная от их гидратации и кончая процессом цеолитообразования, вплоть до формирования кварц-полевошпатовых минеральных ассоциаций.

**Мухор-Талинское месторождение.** Ныне разрабатываемое Мухор-Талинское месторождение перлита расположено в Заиграевском районе Бурятии.

Мухор-Талинская впадина, в пределах которой локализовано месторождение перлитов и цеолитов, расположена в северо-западной части Пра-Илькинской депрессии, заложившейся в конце триаса—начале юры в период общей тектоно-магматической активизации региона. Впадина имеет тектонические контакты и выполнена в основном вулканогенно-осадочными образованиями удинской ( $J_{2-3}$  ud) свиты, с которыми связано месторождение.

Породы этой свиты залегают непосредственно на породах фундамента протерозойского и нижнепалеозойского возраста, представленные метаморфическими и интрузивными образованиями.

Накопление обломочного материала в понижениях древнего рельефа, различная интенсивность последующего вулканизма, смена эксплозивных извержений образованием экструзивных куполов и их последующее растрескивание обусловили псевдостратифицированное залегание вулканогенно-осадочных пород удинской свиты, в которой выделяются три горизонта.

Нижний базальный горизонт представлен глыбовыми конгломератами и туфоконгломератами и рассматривается как древние пролювиальные отложения. Их мощность колеблется от первых метров до 150–200 м. Породы этого горизонта развиты незначительно, главным образом в южной части Мухор-Талинского месторождения.

Средний горизонт представлен трахиандезитами, трахитами и их туфами. Основные породы связываются с излияниями трещинного типа, в то время как трахиты слагают экструзивные купола, возникшие на месте эксплозивных центров. В общем плане более основные породы тяготеют к нижним частям разреза среднего горизонта, а трахиты и их туфы слагают верхнюю часть разреза, залегая на туфоконгломератах нижнего горизонта в южной части месторождения, либо непосредственно на палеозойских гранитах — на его западном фланге. Трахитовые туфы часто пропилитизированы. Вторичная минерализация представлена эпидотом, хлоритом, кальцитом. Мощность горизонта достигает 200 м.

Вулканические стекла (в том числе цеолитизированные) генетически связаны с породами кислого состава, которые слагают верхний (продуктивный) горизонт удинской свиты. Возрастная последовательность образования пород горизонта намечается в следующем виде: 1) пепловые и псаммитовые туфы кислого состава (кристаллолитово-витрокластические) мощностью 10–45 м; 2) витрокластические агломератовые туфы мощ-



ностью 20–100 м; 3) перлиты (эффузивы и брекчии) и трахириолиты мощностью до 90 м. Мухор-Талинское месторождение состоит из трех экструзивных куполов: собственно Мухор-Талинского (одноименного с месторождением), Мухор-Булыкского и Барун-Аршанского. Выжиманию куполов предшествовала взрывчатая деятельность, приведшая к накоплению туфового материала. По мере растекания и остывания экструзивов происходило образование зоны перлитовых брекчий между агломератовыми витрокластическими туфами и плотными перлитами потока.

Кислые стекловатые эффузивы в настоящее время разрабатываются на перлит. Подстилающие их агломератовые туфы и брекчии, впоследствии подвергшиеся гидротермальному изменению, представляют интерес как цеолитовое сырье. Выше пород кислого комплекса залегают трахибазальты неогенового возраста ( $\beta N$ ), развитые к северу и востоку от Мухор-Талинского экструзива.

Мухор-Талинское месторождение пространственно сопряжено с северным разломом, ограничивающим одноименную впадину. К разлому приурочены экструзивные перлит-риолитовые и трахитовые купола, а также центры излияния трахибазальтов.

В пределах месторождения развиты и более мелкие разломы субмеридионального и субширотного простирания, к которым приурочены различные дайковые тела трахитов, риолитов и базальтов. Они же, по-видимому, выполняли роль проводников восходящих гидротермальных растворов, которые, достигнув перлит-риолитового экрана, равномерно растекались внутри туфовой толщи, вызывая ее объемную цеолитизацию. Вдоль разрывных нарушений и по границам литологических разностей пород туфы и перлиты в условиях промывного режима интенсивно изменялись с образованием монтмориллонитовых глин.

В качестве типичного примера, где представлены практически все разновидности пород Мухор-Талинского месторождения, рассмотрим Мухор-Булыкский экструзивный купол (рис. 31).

Общая площадь Мухор-Булыкского экструзива составляет порядка 0,6 км<sup>2</sup>. Часть исследователей рассматривают его в качестве вытянутого с юга на север потока, отходящего от растекшегося Барун-Аршанского риолитового купола, другие, в том числе и авторы раздела (А.В. Матер и В.В. Наседкин), выделяют его в самостоятельную экструзивную постройку.

Большая часть площади экструзива перекрыта риолитами, мощность которых в центральной части достигает 55 м. Полосчатость в риолитах полого наклонена к югу (10–15°), что позволяет предположить местонахождение вулканического центра в северной части экструзива. Риолиты представляют породы белого, желтовато-серого цвета с розовато-фиолетовым оттенком и флюидальной текстурой. Структура криптозернистая или микрофельзитовая со сферолитами и аксиалитовыми образованиями. По трещинкам и зонам дробления развивается вторичный низкотемпературный кварц, который также выполняет редкие поры совместно с опалом, халцедоном и пластинчатым цеолитом (клиноптилолитом?).

На глубине риолиты подстилаются перлитами, которые образуют корытообразное тело средней мощностью 20–25 м. В плане перлиты



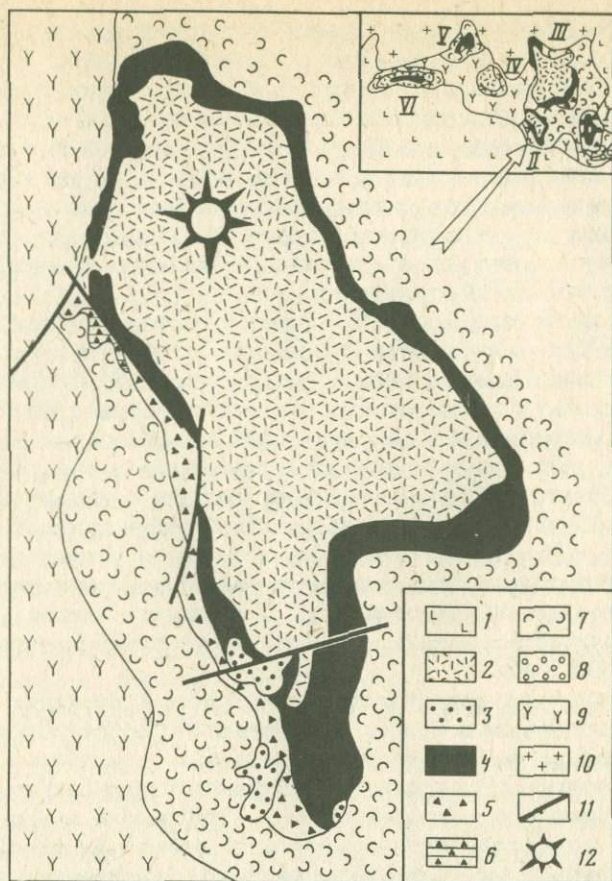


Рис. 31. Схематическая геологическая карта Мухор-Булькского экструзива; на врезке приведена схема строения Мухор-Талинского месторождения; составили А.В. Магер, В.В. Наседкин

1 – неогеновые базальты удинской свиты; 2 – риолиты; 3 – красно-бурые перлиты; 4 – зеленые перлиты; 5 – брекчии перлитов; 6 – цеолитизированные брекчии перлитов; 7 – цеолитизированные виброкластические туфы; 8 – туфоконгломераты; 9 – трахиты и их туфы; 10 – палеозойские граниты; 11 – разрывные нарушения; 12 – предполагаемый вулканический центр; I-VI – участки: I – Мухор-Талинский, II – Мухор-Булькский, III – Барун-Аршанский, IV – Аршанский-1, V – Аршанский-2, VI – Цаган-Хунтейский

окаймляют риолиты, образуя полосу шириной 25–30 м, которая расширяется к югу до 100–150 м.

Для Мухор-Булькского экструзива наиболее характерен перлит зеленого цвета. Массивный светло-зеленый перлит преимущественно распространен в северной половине участка. Под микроскопом стекло бесцветное с едва заметной перлитовой текстурой. Кристаллическая фаза и вторичные минералы практически отсутствуют. В южной части экструзива распространены полосчатые перлиты зеленого цвета с редкими микролитами пироксена и микросферолитами. По трещинкам в стекле



развиваются червеобразные агрегаты монтмориллонита, содержание которых составляет не более первых процентов.

В виде обособленных отдельных пятен на юге Мухор-Булыкского экстррузива фиксируются перлиты красно-бурого цвета, как бы прорывающие окружающие породы. Всего отмечено три массива этих перлитов, которые расцениваются нами в качестве микроэкстружий, сформировавшихся после выжимания и растекания основного экструживного тела.

Для красно-бурых перлитов характерны перлитовая текстура, отсутствие кристаллических включений и слабая монтмориллонитизация по трещинкам перлитовой отдельности.

Нижняя часть тела массивного перлита состоит из брекчиевых перлитов, обломки которых с глубиной уменьшаются по мере роста количества цемента. Ниже по разрезу горизонт перлитовых брекчий постепенно переходит в агломератовый витрокластический туф. Выходы этих пород широко представлены на южной окраине Мухор-Булыкского экстружива, реже они встречаются в других его частях. В отличие от плотных перлитов, их брекчиевые разновидности в значительной степени изменены, причем степень изменения с глубиной возрастает. Вторичные минералы представлены монтмориллонитом и цеолитами, которые образуют скрытокристаллические агрегаты как по цементирующей массе, так и по крупным обломкам стекла. На контакте с витрокластическими туфами количество замещенного стекла (цеолитизированного) может достигать 50% и более.

Агломератовые витрокластические туфы в пределах Мухор-Булыкского экстружива повсеместно подстилают перлит-риолитовый комплекс, на западе граничат с обширным выходом трахитовых пород, а на востоке протягиваются вплоть до собственно Мухор-Талинского экстружива, выполняя разделяющую их Барун-Аршанскую впадину. Для всей толщи агломератовых туфов характерно отсутствие какой-либо сортировки, крупные (до 10 см) обломки стекла цементируются мелкораздробленным материалом псефитовой и псефит-паеммитовой размерностей. По-видимому, формированию экстружива предшествовал интенсивный выброс обломочного материала.

После эруптивных извержений и формирования экструживных куполов вулканыты Мухор-Талинского месторождения, главным образом витрокластические туфы, подверглись площадному воздействию гидротермальных растворов. В прогрессивную стадию гидротермального процесса стекло агломератовых туфов замещалось морденитом, а также адуляром, кристобалитом или кварцем, селадонитом и смешанно-слоистым селадонит-монтмориллонитовым минералом. При снижении температуры поровых растворов эти минералы замещались клиноптилолитом и монтмориллонитом. Клиноптилолит, по-видимому, также образовывался и в начале прогрессивной стадии. На месторождении отмечается зональное распределение минеральных ассоциаций по мере удаления от эруптивных центров. Смена минералов по мере падения температуры преобразующих поровых растворов происходит в следующей последовательности: адуляр + кристобалит (кварц) → морденит + адуляр → морденит + селадонит, морденит + клиноптилолит; клиноптилолит + монтмориллонит → монтмориллонит.



Вторичные изменения в брекчированных разностях перлита, залегающих выше цеолитизированных туфов, как уже отмечалось, постепенно исчезают вверх по разрезу, а на контакте с монолитным перлитом отмечаются практически неизменные гиалокласты. Это связано, скорей всего, с уменьшением проницаемости пород для восходящих гидротерм.

В плотных перлитах цеолитизация практически не отмечается, а процессы вторичного изменения находят свое отражение лишь в виде тончайших нитевидных выделений монтмориллонита по трещинкам перлитовой отдельности.

Кристаллические разновидности кислых пород (риолиты, фельзиты и т.д.), а также примесь лито- и кристаллокластического материала в витрокластических туфах, как и перлиты, практически не изменяются, что свидетельствует об относительно низкотемпературном характере гидротермального процесса.

**Холинское месторождение.** Холинское месторождение находится на юго-восточном склоне приводораздельной части одноименного хребта, на границе Читинской области и Бурятии.

Холинское перлит-цеолитовое месторождение (рис. 32), как уже отмечалось, генетически связано с одноименным экструзивным куполом, расположенным среди обширных полей мезозойских кислых вулканитов удинской свиты ( $J_{2-3}$  ud). Этот палеовулкан возник в заключительную стадию базальт-риолитового цикла вулканизма на северо-западном фланге Хуртейской вулcano-тектонической впадины.

Породы удинской свиты, как и на Мухор-Талинском месторождении, делятся на три подсвиты.

Нижняя подсвита мощностью 150–300 м состоит из крупнообломочных туфов и туфоконгломератов, практически не цеолитизированных.

Средняя подсвита представлена кислыми туфами, подразделяемыми на три горизонта (снизу вверх). Первый горизонт обнажается в юго-восточной и восточной частях месторождения и представлен слабоцеолитизированными кристалло-литокластическими и игнимбритоподобными туфами мощностью 30–100 м. Второй горизонт состоит из сильноизмененных (цеолитизированных) витрокластических туфов пелит-мелкопсефитовой размерности. Породы этого горизонта занимают обширную площадь на восточном фланге месторождения в пределах так называемого Мохейского участка. Общая мощность апотуфов варьирует от 13 до 100 м. Этот горизонт наиболее продуктивен на цеолиты. Третий, или верхний горизонт образует небольшие разобщенные залежи и представлен цеолитами (содержание цеолитов ~50%) по псефитовому туфу. Его мощность 15–20 м.

Стратифицированные образования удинской свиты прорывает и перекрывает комплекс кислых пород растекшегося экструзивного купола: перлиты, риолиты, фельзиты и их брекчии. Наличие отдельных риолитовых тел и их лавобрекчий не только над, но и под перлитовой залежью говорит по крайней мере о двухактном формировании экструзии.

Практический интерес представляют перлиты, залегающие в пределах Центрального участка. Брекчиевые разновидности перлитов, как и витрокластические туфы, цеолитизированы, причем степень изменения пород отчетливо возрастает сверху вниз от 30 до 80%. Мощность продуктивного горизонта достигает 50 м и более.



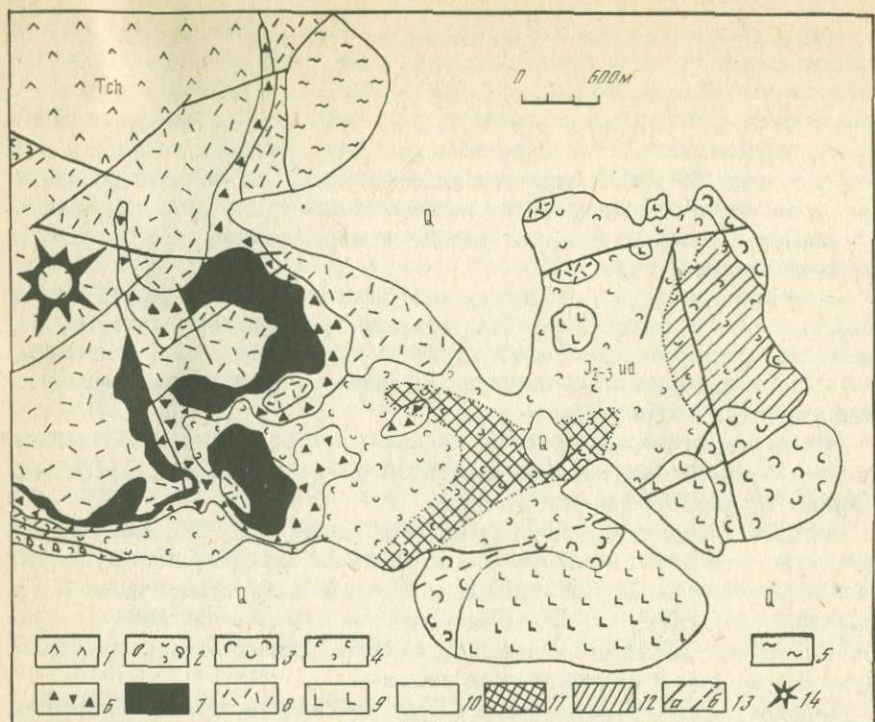


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Холинского перлит-цеолитового месторождения; составил А.В. Магер с использованием материалов геологоразведочной партии ПГО "Бурятгеология"

1 – риолитовые и трахитовые порфиры цаган-хунтейской свиты; 2 – туфоконгломераты; 3 – игнимбритоподобные туфы; 4 – цеолитизированные витрокластические туфы; 5 – риолиты с фельзитовой основной массой; 6 – коричневые перлиты; 7 – зеленые перлиты; 8 – риолиты; 9 – андезиты; 10 – четвертичные образования; 11 – зона селадонитизации; 12 – зона монтмориллонитизации; 13 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – гипотетический центр

Для Холинского месторождения характерно блоковое строение, основные черты которого определяются трещинной тектоникой. Наиболее широко распространены разрывные нарушения меридионального и широтно-го направления, которые оперяются серией более мелких трещин.

Разломы и оперяющие их трещины выполняли роль подводящих каналов и зон разгрузки низкотемпературных гидротерм, с которыми связаны цеолитизация и аргиллизация стекловатых пород. Как и на Мухор-Талинском месторождении, цеолиты формировались по витрокластическим туфам и перлитовым брекчиям. Залегающие выше массивные перлиты не изменялись, будучи непроницаемыми для низкотемпературных гидротермальных трещинных растворов.

На месторождении цеолитизированные породы образуют несколько залежей, самая крупная из которых (3,6×2,1 км) занимает большую часть Мохейского участка (см. рис. 32). С запада на восток по направлению к вулканическому центру (область развития перлит-риолитовых пород)



последовательно сменяются зоны глинистых метасоматитов (монтмориллонитизации), монтмориллонит-клиноптилолитовых, селадонит-клиноптилолитовых и клиноптилолитовых цеолитов. В этом же направлении, но не резко увеличивается содержание клиноптилолита в апотуфах (до 80% и более). Характерно, что интенсивно цеолитизированные породы приурочены в основном к разломам субширотного простирания, в то время как породы вблизи субмеридионального разлома на восточном фланге месторождения подверглись главным образом монтмориллонитизации. На удалении от разрывных нарушений наряду с преобладающими цеолитами (клиноптилолитом) часто развивается селадонит.

Зональное строение цеолитизированной толщи очевидно определяется температурным фактором, а именно – расстоянием до вулканического центра и зонам циркуляции нагретых термальных вод.

Собственно перлиты слагают два самостоятельных тела, мощность каждого из которых варьирует от 0,5 до 90 м. Общая площадь 5,6 км<sup>2</sup>. В северной части Холинского месторождения перлиты перекрыты риолитовыми покровом, образующим крупное поле, а в южной – лишь отдельными "пятнами" риолитов площадью до 180×280 м и мощностью до 18 м.

Залежи перлитов в плане и разрезе характеризуются сложным строением. Контакты залежи имеют извилистый характер за счет выступов витрокластических туфов и налегающих на них брекчий перлитов. Сплошность перлитовых тел нарушена малыми тектоническими разрывами с горизонтальным смещением до 10 м, вертикальная амплитуда, по-видимому, не превышает 2 м. Перлиты в целом имеют субгоризонтальное залегание, иногда круто под углом 45–50° погружаются под риолиты на севере Центрального участка.

Переход от перлитов к нижележащим цеолитизированным апотуфам нередко происходит через лавобрекчии риолитов и их туфов.

Водосодержащие вулканические стекла – перлиты имеют несколько разновидностей в зависимости от цвета, текстуры и степени изменения: массивные темно-зеленые и коричнево-бурые перлиты, цеолитизированные перлиты и перлитовые брекчии.

Темно-зеленые перлиты наиболее широко распространены на месторождении. Коричнево-бурые перлиты встречаются в виде зон в массе зеленых перлитов и преобладают в нижних частях разреза Центрального участка. Среди них выделяются трещиноватые и брекчиевые разновидности. Для трещиноватого перлита, развитого в южной части месторождения, характерно развитие тонкодисперсного цеолитового агрегата вдоль довольно густой сети трещин. Некоторые разновидности так же частично монтмориллонитизированы. Снизу вверх встречаются все переходные разновидности – от сильно цеолитизированного перлита до неизмененного стекла.

В перлитах, а также в перлитовых брекчиях, подстилающих плотные эффузивы в краевой восточной части Центрального участка, наблюдается различная степень раскристаллизации от микрофельзитовой и микро-сферолитовой до гиалиновой и перлитовой. Последние, как правило, преобладают.

Туфы, в составе которых помимо обломков риолитов, фельзитов и



гранитов присутствует вулканическое стекло с пузырчатой и флюидальной текстурой, существенно изменены – монтмориллонитизированы, цеолитизированы, изредка окремнены.

На контактах перлитов и более поздних риолитов повсеместно развиваются зоны дробления стекла, почти нацело замещенного монтмориллонитом. Мощность таких зон до 1 м и более.

Как уже отмечалось, в пределах месторождения риолиты образуют несколько небольших полей, мощность которых изменяется от первых до 40 м и более. Среди перлитов встречаются отдельно вытянутые тела фельзитов.

В Забайкалье в геологических условиях, сходных с таковыми Мухор-Талинского и Холинского месторождений, расположены более 20 месторождений перлита. Все они приурочены к краевым частям вулкано-тектонических депрессий. Вулканическое стекло этих месторождений интенсивно изменено и обычно ассоциирует с цеолитами: клиноптилолитом, морденитом, гейландитом. Таким образом, большая часть месторождений Забайкалья относится к месторождениям комплексного типа.



УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Образование вулканического стекла, и в частности перлита, определяется многими факторами: характером извержения (эксплозии, излияние лавы и экструзии), начальной температурой извержения, содержанием летучих в лаве и особенностями миграции летучей фазы в вулканическом теле той или иной конфигурации и генезиса. Большое влияние на особенности генезиса перлита оказывает объем изверженного материала, т.е. мощность потока, а также внешние факторы, влияющие на условия остывания вулканических тел.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ  
СТЕКЛООБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрим особенности остывания кислого силикатного расплава, содержащего весьма небольшое количество летучих – от практически безводного до содержащего минимальное количество летучих, и в частности воды, порядка десятых долей процента.

На диаграмме объем–температура подчеркнуты некоторые особенности поведения кислой лавы (рис. 33). Кривая 1–4 характеризует изменение объема расплава на различных стадиях его охлаждения, а кривая 1–2 соответствует состоянию нормальной жидкости от перегретой жидкости до температуры ликвидуса, т.е. температуры начала кристаллизации. При нормальной скорости охлаждения расплава или лавы в точке 2 на кривой кристаллизации при температуре  $T_{кр}$  должна начаться кристаллизация. Сначала обычно кристаллизуются или пироксен, или роговая обманка, затем – плагиоклаз и кварц и, наконец, образуется К–Na полевой шпат. Возможна также эвтектическая кристаллизация с образованием агрегата щелочного полевого шпата и кварца.

Если расплав охлаждается быстрее обычного, то кристаллизации может не произойти и жидкость переходит в переохлажденное состояние.

$T_l$  – температура, при которой начинается сплошная полимеризация расплава. Для вулканических стекол весьма характерны полосчатые текстуры, причем полосы могут быть криволинейными, прямолинейными, характеризуются завихрениями и изгибами. Возникновение в расплаве линейно ориентированных текстур свидетельствует о структурировании расплава и, следовательно, о его линейной полимеризации. До точки  $T_l$  полимеризация, вероятно, носит характер отдельных островков, или кластеров, а свойства переохлажденного расплава только немного отличаются от свойств расплава нормальной вязкости. В технических стеклах за



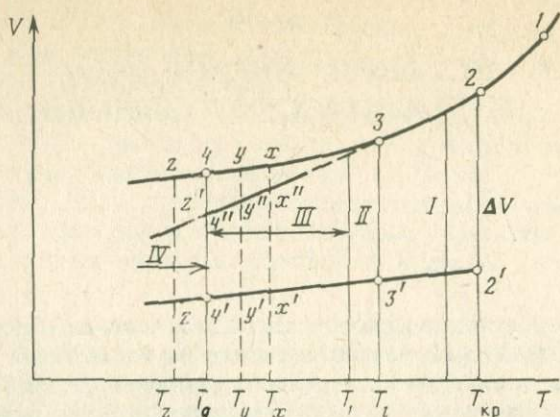


Рис. 33. Диаграмма охлаждения силикатного расплава в координатах  $V-T$

1 – расплав; 2 – точка ликвидуса  $T_{кр}$ ; 3 – точка начальной стадии переохлаждения  $T_g$ ; 4 – точка перехода вещества из пластичного стеклообразного состояния в твердое  $T_g$ ;  $x, y, z$  – промежуточные состояния на кривой неравновесного переохлаждения,  $x'', y'', z''$  – точки на кривой равновесного переохлаждения,  $x', y', z'$  – характеризуют кривую кристаллического состояния, I – области кристаллизации сферолитов I типа, II – область кристаллизации сферолитов II типа, III – область кристаллизации сферолитов III типа; IV – область кристаллизации твердого стекла

температуру  $T_l$  принята температура, при которой стекло удается вытягивать в тонкие нити.

$T_g$  – температура, при которой стеклоподобный вязкий расплав переходит из пластичного в твердое хрупкое вещество.

Следует иметь в виду, что точки  $T_g$  и  $T_l$  являются условными, так как процесс отвердевания переохлажденной жидкости происходит непрерывно, постепенно. Диаграмма объем–температура позволяет наметить некоторые общие особенности стеклообразования и показать различие между расплавом, стеклом и кристаллом. При охлаждении силикатного расплава его объем уменьшается вдоль линии 1–2 и если скорость охлаждения невелика, то при температуре  $T_{кр}$  произойдет кристаллизация, сопровождающаяся резким изменением объема на величину 2–2' или  $\Delta V$ . Дальнейшее охлаждение вещества сопровождается совсем небольшим изменением объемных соотношений.

Если скорость охлаждения расплава достаточно велика, то из-за высокой вязкости расплава кристаллизация может не произойти и объем силикатной системы изменится на значительно меньшую величину, чем при кристаллизации, т.е. вдоль плавной кривой 2–3. После точки  $T_l$  ход кривой резко изменяется, а после  $T_g$  кривая, характеризующая изменение объема, становится почти параллельной оси абсцисс.

Экспериментальные исследования с техническими стеклами показали, что если пластичное стекло, полученное при  $T_x$ , медленно охлаждать, не допуская при этом его кристаллизации, то происходит усадка, т.е. изменение объема на величину  $\Delta x = x - x''$ . По-видимому, происходит образование равновесной структуры стекла, или релаксация стекла. Под



релаксацией в данном случае подразумевается процесс перегруппировки молекул, образующих стекло, и освобождение от структурных группировок, появившихся ранее при более высокой температуре. Следует сделать вывод, что стекла, полученные в результате резкого охлаждения, будут различаться структурой. Причем структура стекла в точке "у" будет ближе к структуре кристаллического вещества, чем к структуре стекла из точки "х". То есть из диаграммы (см. рис. 33) видно, что объем стекла и стеклоподобного расплава при температурах  $T_x, T_y, T_z$  в интервале  $T_g - T_l$  и ниже  $T_g$  характеризуется гораздо большей величиной, чем величина объема кристаллического агрегата или переохлажденной жидкости (кривая  $x'' - z'$ ). Как уже было сказано, это обусловлено тем обстоятельством, что в интервале размягчения как бы замораживаются те структурные формы расплава, которые расплав имел выше точки  $T_l$ . Итак, в стекле оказывается зафиксированной структура жидкости, соответствующая более высокой температуре, чем  $T_x$  и  $T_g$ . В этом смысле структура в точках  $T_x, T_y$  и  $T_z$  оказывается метастабильной не только по отношению к структуре кристаллического агрегата, но и к равновесной при данной температуре структуре переохлажденной жидкости (точки "х", "у", "z"). Довольно часто высокая вязкость стекол при температурах ниже точки  $T_l$  препятствует протеканию в структуре процесса релаксации, направленного на достижение равновесного состояния структуры стекла. Становится очевидным, что свойства стекла зависят не только от химического состава, но и от скорости охлаждения и температуры. Следовательно, структурные изменения, являющиеся функцией скорости охлаждения, проявляются во всех свойствах стекла.

Скорость перестройки вещества зависит от вязкости среды – чем выше вязкость расплава, тем дольше время процесса релаксации в зависимости от типа структуры.

При переходе от пластичного состояния к твердому происходит резкое изменение всех свойств стекла. Точка  $T_g$  рассматривается как тождественная точке кристаллизации, поэтому превращение пластичного стекла в твердое сопровождается некоторым выделением тепла, и на кривой ДТА должно проявляться в виде слабого экзотермического эффекта. Для эксперимента нами был взят дымчатый обсидиан из основания Арагацкого потока. Относительная гомогенность обсидиана несколько нарушается, что обусловлено его неоднородностью. На светло-сером фоне выделяются расположенные параллельно более темные полосы, границы между полосами не четкие, но отчетливо линейные. Химический состав обсидиана следующий (в мас. %):  $\text{SiO}_2 - 74,84$ ,  $\text{TiO}_2 - 0,06$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 13,10$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,76$ ,  $\text{FeO} - 0,21$ ,  $\text{MgO} - 0,28$ ,  $\text{CaO} - 0,40$ ,  $\text{Na}_2\text{O} - 4,14$ ,  $\text{K}_2\text{O} - 4,70$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+ - 0,35$ ,  $\text{F}_2 - 0,04$ .

Исследование обсидиана на дифрактометре показало, что данный образец практически является рентгеноаморфным (рис. 34). Тем не менее была проверена степень его кристалличности. Методика исследования заключалась в следующем. Шлиф, вырезанный перпендикулярно полосчатости, протравливался плавиковой кислотой и затем просматривался под поляризационным микроскопом при большом увеличении. Исследование показало, что в шлифе присутствуют следы кристаллов в виде тонких



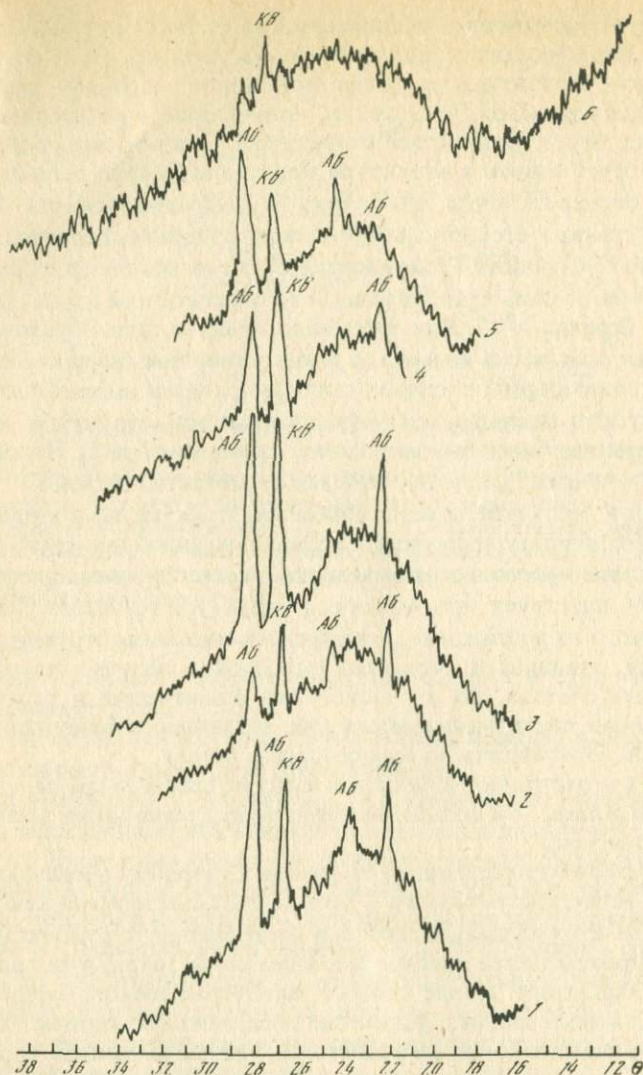


Рис. 34. Дифрактограммы, снятые с обсидиана после его термообработки

1 -  $T = 780^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 24$  час.; 2 -  $T = 780^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 1$  час.; 3 -  $T = 633^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 120$  час.; 4 -  $T = 553^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 240$  час. 46 мин.; 5 -  $T = 530^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 18$  час,  $T_2 = 780^{\circ}\text{C}$ ,  $t = 10$  мин; 6 - исходный образец обсидиана

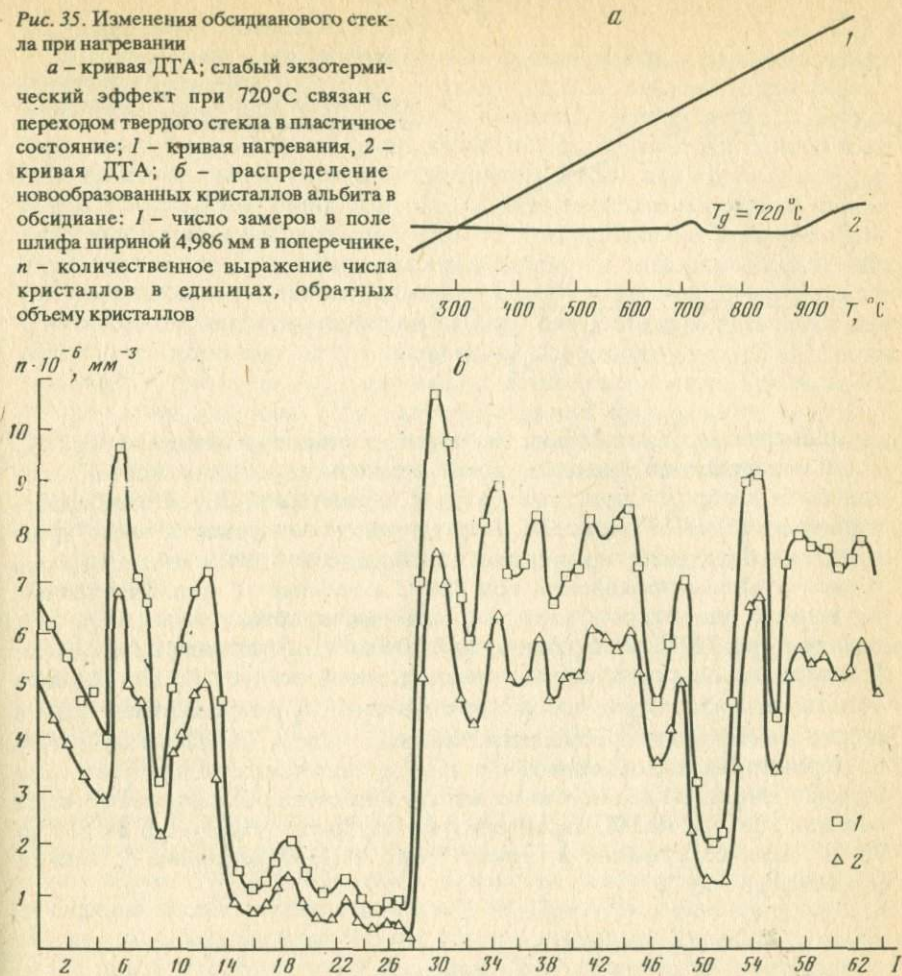
палочек с отношением сторон 1:5. Характерно, что эти образования, представляющие собой слепки лейстовидных кристалликов, как правило, концентрируются в более темных полосах. Производился подсчет количества этих следов и на основании этого подсчета было выведено среднее содержание в образце.

Данные ИК-спектроскопии показали, что  $\text{OH}_n$ -группировки, выделяющиеся при температуре выше  $900^{\circ}\text{C}$ , представлены гидроксилом.



Рис. 35. Изменения обсидианового стекла при нагревании

*a* – кривая ДТА; слабый экзотермический эффект при 720°C связан с переходом твердого стекла в пластичное состояние; 1 – кривая нагревания, 2 – кривая ДТА; *б* – распределение новообразованных кристаллов альбита в обсидиане: 1 – число замеров в поле шлифа шириной 4,986 мм в поперечнике, *n* – количественное выражение числа кристаллов в единицах, обратных объему кристаллов



Для трех образцов обсидиана были получены термические кривые, оказавшиеся идентичными. Одна кривая приведена на рис. 35, *a*. Слабый экзотермический эффект при 720°C отнесен нами к температуре перехода от твердого состояния к пластичному, т.е. к  $T_g$ .  $T_g$  для всех трех образцов оказалось равной 720°C. По кривой ДТА можно также установить температуры начала размягчения обсидиана, которые составляют 700–750°C, и массовой кристаллизации стекла – 900°C – 1200°C.

Изучение кристаллизационной способности обсидиана производилось в градиентной печи с перепадом температур порядка 18–20°C (табл. 20).

На рентгенограммах всех термически обработанных образцов обсидиана отчетливо выявляются линии альбита (см. рис. 34).

В термически обработанных образцах, так же как и в исходном обсидиане, производился подсчет кристаллов. Подсчеты в шлифе переводились на единицу объема. Из этого количества вычитался так назы-

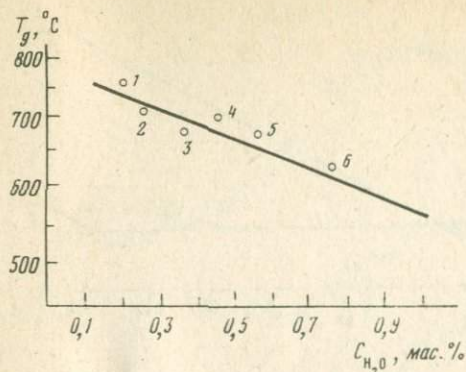


Рис. 36. Зависимость температуры  $T_g$  от содержания воды в обсидиане

1, 2, 5, 6 — обсидианы Начикинского экструзива, Камчатка; 3, 4 — обсидианы из потока Артени, Армения

ваемый кристаллический фон, т.е. число кристаллов в исходном образце. Этот методический прием позволил оценить число кристаллов, зародившихся в образце при температурах термической обработки, приведенных в табл. 20. На рис. 35, б представлена зависимость числа кристаллов альбита после термической обработки при  $720^\circ\text{C}$  в течение 60 мин и последующем проявлении при  $880^\circ\text{C}$  в течение 10 мин. Эти данные позволили оценить скорость зарождения кристаллов альбита при температуре  $720^\circ\text{C}$ . Она составила  $0,0000149 \text{ мм}^3/\text{мин}$  или  $0,6 \text{ мм}^3/\text{мес}$ . Выявленная скорость кристаллизации соответствует  $T_g$  для данного обсидиана. Характерно, что между величиной  $T_g$  и содержанием воды в стекле имеется прямопропорциональная зависимость. Данные, полученные экспериментально, совпадают с данными, полученными для обсидиана Артени. Из рис. 36 видно, что точки соответствующие содержанию воды порядка  $0,35\text{--}0,4$  мас.%, характеризуют интервал температур от  $680$  до  $720^\circ\text{C}$ . При содержании в стекле  $1$  мас. %  $\text{H}_2\text{O}$  величина  $T_g$  может снизиться до  $550^\circ\text{C}$ .

Таблица 20

Условия термической обработки обсидиана

Номер опыта	$T_1, ^\circ\text{C}$	$t_1, \text{ час}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$t_2, \text{ час}$
1	576–594	120+196	880	10
2	594–609	120+196	880	10
3	609–628	120+196	880	10
4	628–646	120+196	880	10
5	646–654	120+196	880	10
6	654–659	120+196	880	10
7	659–672	120+196	880	10
8	772–676	120+196	880	10
9	720	24	880	10
10	780	24	880	10

$T_1$  — температурный интервал обжига в градиентной печи,  $^\circ\text{C}$ ,  $t_1$  — время обжига;  $T_2$  — температура повторного обжига;  $t_2$  — время повторного обжига.



Большая часть тел, представленных вулканическими породами, имеет зональное строение. В наиболее общем виде зональность определяется существованием двух зон: стекла и кристаллической породы. Тем не менее изучение реальных вулканических тел показывает, что зональность типа кристалл–стекло можно рассматривать только как идеальную схему. В действительности зоны стекла и кристаллической породы по своему строению весьма неоднородны. Они обычно сменяются в направлении, перпендикулярном к зоне, рассеивающей или поглощающей тепло, которое выделяется при охлаждении вулканических тел. Очертания зон обычно повторяют конфигурацию самого тела. Если лава излилась в виде потока и расположена на слабонаклонной поверхности рельефа, то зоны залегают горизонтально, параллельно этой поверхности. Границы зон обычно прямолинейны. Купол караваяобразной формы характеризуется концентрической зональностью, причем границы зон обычно изогнуты параллельно поверхности купола. В веерообразных куполах зоны имеют вогнутую поверхность раздела.

Как было уже отмечено, принципиальная схема зональности стекло–кристалл осложняется неоднородностью состава и строения каждой из главных зон.

Зона стекла может распадаться на целый ряд подзон по признаку структуры, текстуры и состава. К структурно-текстурным признакам относится пористость. В зависимости от изменения пористости могут быть выделены следующие зоны сверху вниз (в скобках дана пористость в %): пемзовидный перлит (более 50), пористый перлит (20–50), слабопористый (10–20), плотный перлит (менее 10). Зональность может определяться соотношением перлита и обсидиана. Наиболее часто наблюдается следующее соотношение между перлитом и обсидианом. Внизу залегают обсидиан, выше перлит, содержащий до 30–40 объем. % обсидиана, еще выше перлит с 10–20% обсидиана, и, наконец, в верхней зоне содержание обсидиана может составлять менее 10%. При этом меняется и текстура обсидиана. Обсидиан нижней зоны обычно массивный, в средней и верхней зонах преобладает пористый обсидиан. Переход между зонами перлита с различными пористостью и количеством обсидиана постепенный.

В некоторых телах наблюдается скрытая зональность, определяемая неравномерным распределением летучей фазы. Известны тела, перлитовая зона которых характеризуется неравномерным распределением воды и других летучих. Например, для зоны перлита на Арагацком месторождении кроме зонального распределения обсидиана характерны колебания содержания воды в самом перлите: для пемзовидного перлита до 4,5 мас. %  $H_2O$ , для перлита нижней зоны не более 2,8–3,2 мас. %. Известны тела и с обратной зональностью. В этом случае перлиты верхней зоны характеризуются меньшим содержанием воды, чем перлиты нижней. Скрытая зональность также определяется неравномерным распределением по вертикали кислорода, в частности его изотопов  $O_{17}$  и  $O_{18}$ .

Скрытая зональность может быть обусловлена неравномерным распределением минералов порового выполнения таких минералов, как шпинель магнетит, сульфиды, серпентин, гематит, опал, галлуазит и др.



Кристаллическая зона по вертикали также неоднородна и распадается на несколько подзон. Наиболее характерными признаками подзон являются степень кристалличности вещества и габитус кристаллов и кристаллических агрегатов. Кристалличность веществ рассматривается как количественное соотношение между стеклом и кристаллом. Зона наиболее полной кристаллизации обычно расположена в центре вулканических тел. Она состоит из тонкополосчатого риолита. Вверх по разрезу риолит переходит в смешанную породу, состоящую из тонких полосок стекла и риолита. Изредка подобная зональность может быть симметричной в вертикальном направлении.

В центральной части кристаллической зоны агрегат кристаллов характеризуется зернистым строением. По направлению к зоне стекла появляются аксиалитовые образования, которые сменяются сферолитами.

Характерно и изменение минерального состава в выделяемых подзонах. Обычно риолит состоит из щелочного полевого шпата и одной из модификаций кремнезема: кварца, кристобалита и тридимита. В центральной части кристаллической зоны может присутствовать в значительном количестве, а иногда преобладать кварц. По мере продвижения вверх по разрезу в направлении зоны стекла вместо кварца появляются кристобалит и тридимит. Вблизи зоны стела кристобалит преобладает, или является единственной фазой  $\text{SiO}_2$ .

Основным фактором, определяющим формирование зональности, является перепад температур между кровлей потока и его центральной частью.

## СФЕРОЛИТОВАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Сферолиты обычно возникают на контакте центральной <sup>си</sup> кристаллической зоны и зоны стекла. Известны случаи, когда сферолиты образуют центральную зону вулканических тел, а краевые их части сложены стеклом. Сферолиты являются показателем кристаллизации переохлажденного расплава.

Теоретические построения и наши экспериментальные данные позволяют утверждать, что сферолитовая кристаллизация в процессе охлаждения стекла может происходить в весьма широком, практически от  $560-780^\circ\text{C}$ , температурном интервале. Сферолиты, выделившиеся в этом температурном интервале, неоднородны по морфологии, химическому и минеральному составу. Характерно, что сферолиты, связанные с определенными температурами, характеризуются целым рядом специфических свойств.

Учитывая температурные области кристаллизации и морфологию сферолитов, нами выделены две основные группы сферолитов – первичные и вторичные. К первичным отнесены сферолиты, кристаллизующиеся при температуре выше  $T_g$ , в температурном интервале от  $T_{кр}$  до  $T_g$ , а к вторичным – разновидности, кристаллизующиеся при температуре ниже  $T_g$ . В свою очередь, температурный интервал  $T_{кр}-T_l$  распадается на три области:  $T_{кр}-T_l$ ;  $T_l-T_1$  и  $T_1-T_g$ . Для каждой из этих областей нами выделены особые разновидности сферолитов. Таким образом, первичные сфе-



ролиты подразделяются на три типа: сферолиты I, II и III типов (см. рис. 33).

**С ф е р о л и т ы I т и п а.** Как уже было отмечено сферолиты I типа кристаллизуются в температурном интервале  $T_{кр}-T_l$ , т.е. при наиболее низкой степени переохлаждения лавы. Сферолиты этого типа обычно обособлены или равномерно рассеяны по всей массе стекла тех разновидностей, каждая из которых содержит вкрапленники таких минералов, как K-NA полевой шпат и кварц. Стекло, ассоциирующее с сферолитами этого типа, отличается повышенным содержанием первичной воды: от 1 до 1,5% и более (экструзивы Большой Давагез, Базенк и др.). Сферолиты состоят из кристаллов щелочного полевого шпата, развернутых в виде веера. В каждом звене этой структуры присутствуют вкрапленники кварца, образующие микрографические прорастания с K-NA полевым шпатом. Такой тип кристаллизации многие исследователи относят к гранфировому типу (табл. VI, a). Средний размер сферолитов I типа составляет порядка  $200 \times 200$  мкм, а их форма приближается к сферической. Наблюдения в шлифах показывают, что сферолиты I типа представляют собой островки эвтектической кристаллизации. Определенное сродство этих сферолитов с эвтектикой подтверждается не только текстурными особенностями, но и малым отклонением состава от состава окружающей массы.

**С ф е р о л и т ы II т и п а.** Эти образования встречаются в тех же телах, что и сферолиты I типа, но в то же время пользуются более широким распространением. Обычно они образуют цепочки или мало-мощные зоны, расположенные в непосредственной близости от центральных риолитовых зон. Представляют бесцветные шарики с хорошо выраженной сферической формой (табл. VII). Кристаллизация этих сферолитов, по нашим предположениям, происходит при большем переохлаждении в температурном интервале  $T_l-T_1$ . Средний размер сферолитов 40–60 мкм. Иногда они группируются в цепочки и аксиалитовые агрегаты. Для исследования были взяты образцы из вулканических тел Камчатки и Закавказья (комплексы Кечалдаг, Артени, Базенк, Паратунский и др.). В общей сложности на микрозонде были проанализированы более 80 сферолитов и примерно такое же количество содержащих сферолиты стекол. По химическому составу сферолиты II типа заметно отличаются от стекла. В частности, как это следует из диаграммы, их химический состав попадает в олигоклазовую область (рис. 37, a).

Сферолитовые образования этого типа редко достигают размеров в 150–200 мкм. Однако если это случается, то наблюдается существенное изменение состава в радиальном направлении. На табл. VII показан количественный разрез в диаметральном направлении через один из таких зональных сферолитов.

Появление анортитовой составляющей в полевоом шпате сферолита II типа указывает на то, что в условиях сильного переохлаждения расплава наряду с весьма подвижными компонентами в процессе массопереноса участвует алюминий, один из наименее подвижных компонентов кислого расплава. По-видимому, в расплаве с  $SiO_2$ -полевошпатовой стехиометрией кремнезем и алюминий полностью идут на формирование сетки,

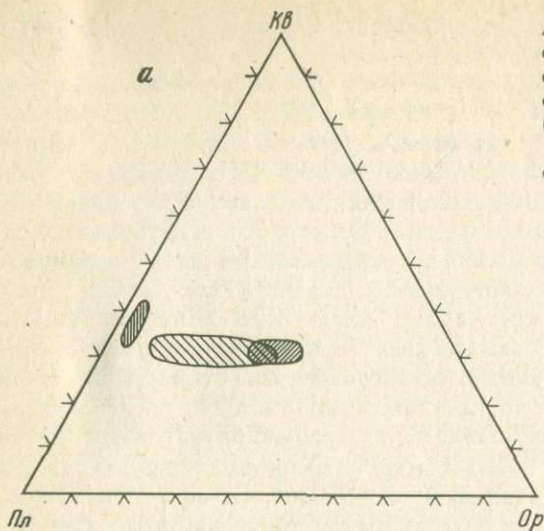
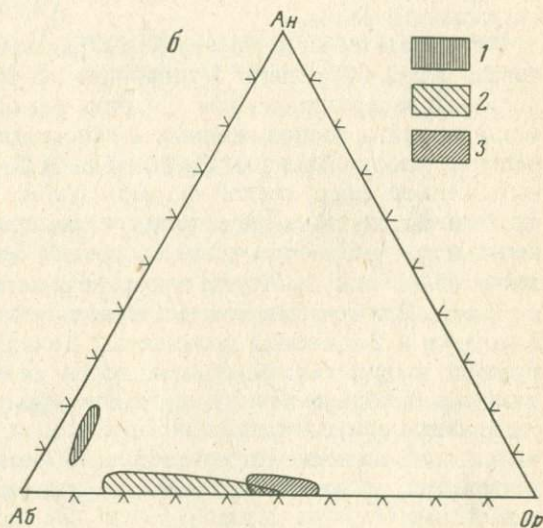


Рис. 37. Диаграммы составов сферолитов II и III типов и содержащих их неизменных стекол в координатах *Kb-Pl-Op* (*a*), *Ab-An-Op* (*б*)

1 – сферолиты II типа; 2 – сферолиты III типа; 3 – стекло



состоящей из тетраэдров типа  $\text{SiO}_4$  и  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{AlO}_4$ , которые связываясь между собой образуют непрерывную трехмерную сетку с обособленными группировками тетраэдров  $\text{SiO}_4$ . Подобная точка зрения приводит к выводу о том, что атомы  $\text{Si}$  и  $\text{Al}$  должны быть наименее подвижными компонентами кислого расплава, поэтому кристаллизация, связанная с перераспределением этих элементов в условиях сильного переохлаждения, будет сильно затруднена. Скорость кристаллизации определяется главным образом движущей силой кристаллизации и энергией



активации диффузии компонентов. При увеличении переохлаждения движущая сила кристаллизации возрастает, а подвижность компонентов резко падает.

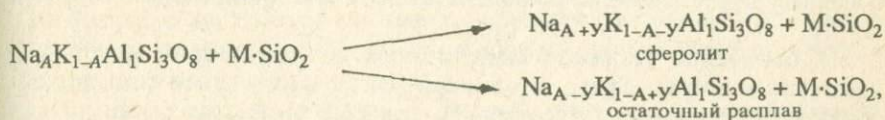
Заслуживают внимания данные о поведении железа в зональном сферолите II типа (см. табл. VII). Наблюдаемая для этого элемента повышенная концентрация в центре сферолита подтверждает вывод о том, что железо может играть стабилизирующую роль в структуре стекла и образовывать самостоятельные тетраэдры, способные заменять тетраэдры  $AlO_4$ .

**Сферолиты III типа.** Эта разновидность сферолитов наиболее распространена и относится к наиболее из всех изученному типу первичных сферолитов, которые встречаются в кислых вулканических стеклах. Для сферолитов III типа характерно большое морфологическое разнообразие: веерообразные, почковидные, линзовидные, пористые. Размеры этих образований как минимум на порядок выше сферолитов II типа и варьируют от 0,5 до 20 мм. Поперечный размер кристаллических волокон сферолитов варьирует от десятых и сотых долей микрона до 10–30 мм. Размеры волокон могут отличаться даже в пределах одного сферолита.

Сферолиты III типа кристаллизуются позже сферолитов II типа, на что указывает присутствие в них в виде включений сферолитов II типа. Более поздние образования сферолитов III типа позволяют сделать вывод, что они кристаллизуются при еще большем переохлаждении кислого расплава. Химический состав относительно крупных первичных сферолитов III типа изучался многими исследователями в течение длительного времени. Было установлено, что основное отличие сферолитов III типа от содержащих эти сферолиты стекол состоит в том, что  $Na_2O$  в них больше, чем в стекле и указанный окисел в сферолите преобладает над  $K_2O$ . В сферолитах III типа также отмечалось повышенное содержание  $SiO_2$  [15, 40].

Химический состав порядка 70 сферолитов изучался на микрозонде, параллельно определялся химический состав содержащих их стекол. Полученные данные подтвердили установленную ранее особенность состава сферолитов III типа. На полевошпатовой диаграмме сферолиты смещены в сторону альбитового компонента (см. рис. 37, б), оставаясь при этом в области существования щелочных полевых шпатов. Последнее обстоятельство, вероятно, может объяснить относительно большой размер сферолитов III типа.

Действительно, если из расплава, состав которого отвечает стехиометрии смеси  $SiO_2$  и щелочного полевого шпата, кристаллизуется агрегат иного состава, но с той же стехиометрией, то, как это следует из выражения



где  $A$  — доля альбитового минерала в нормативном полевошпате исходного расплава,  $У$  — разница в содержании альбитового минерала между



сферолитом и исходным расплавом,  $M$  – число молекул  $\text{SiO}_2$  на одну молекулу полевого шпата; перераспределения алюминия и кремния при этом не происходит.

Многие исследователи наряду с повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  в сферолитах по отношению к содержанию вмещающего стекла отмечают повышенное содержание в них  $\text{SiO}_2$ . Подобная точка зрения сформировалась очень давно, по-видимому, еще в 1987 г. после выхода в свет работы А. Лагорио. Повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  в сферолитах находится в явном противоречии с той ролью, которую мы приписываем Si и Al в формировании сферолитов III типа. Нами было установлено, что подобный вывод был получен из-за неудачной в данном случае формы представления химических анализов. При этом сравнивались приведенные к 100% безводные остатки сферолитов и включающих их стекол не в молекулярных, а в массовых процентах.

По нашим данным, нормированный химический состав неизменных сферолитов III типа, представленный в массовых процентах, будет иметь повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  по отношению к содержанию  $\text{SiO}_2$  во вмещающем стекле (в расчете на безводный остаток). В частности, среднее значение  $\text{SiO}_2$  для неизменных сферолитов III типа составляет 78,25 мас.%, а для стекла – 77,09 мас.%. И действительно, если состав окислов выразить в молекулярных процентах, то средняя величина  $\text{SiO}_2$  для сферолита III типа и стекла будет соответственно равна 83,75 и 83,60 мол.%, т.е. никакого перераспределения  $\text{SiO}_2$  не происходит. Аналогичный результат получен Лагорио. Средние значения  $\text{SiO}_2$  для сферолита и стекла соответственно равны 81,38 и 81,53 мол.%.

Минеральный состав и особенности кристаллизации первичных сферолитов кислых эффузивов. Казалось бы, вопрос о минеральном составе сферолитов является достаточно простым, поскольку расплав, из которого они кристаллизуются, соответствует или близок  $\text{SiO}_2$ -полевошпатовой эвтектике, и естественно ожидать, что их минеральный состав также будет отвечать компонентам эвтектики. С другой стороны, известно, что и полевой шпат, и двуокись кремния может находиться в различных структурных состояниях. Рассмотрение минералогии сферолитов кислых эффузивов является довольно сложной задачей, поскольку агрегат, слагающий сферолиты, имеет весьма тонкозернистое строение, а изучение их фазового состава рентгеноструктурными методами в сильной степени затруднено вследствие наличия целого ряда структурных модификаций в ряду как щелочных полевых шпатов, так и минералов группы кремнезема, а также в результате почти полного наложения основных дифракционных максимумов минералов кремнезема и полевого шпата.

На основании геологических данных о термической истории и химическом составе сферолитов можно сделать вывод, что в первичных сферолитах не могут существовать полевые шпаты из серии низкий албит–микролин и низкий альбит–ортоклаз. В сферолитах I и III типа щелочной полевой шпат был определен как высокий санидин, а полевой шпат как триклинный олигоклаз,  $\text{SiO}_2$  как кристобалит.



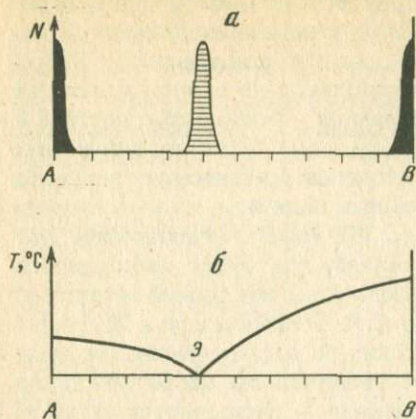
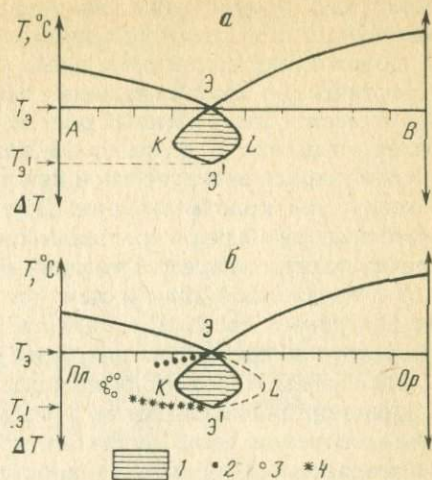


Рис. 38. Схематическая зависимость вероятности возникновения сферолитов от состава (а) и температуры (б)

$A$  и  $B$  – компоненты расплава,  $Э$  – эвтектика,  $N$  – вероятность возникновения сферолитов; в закрашенной области кристаллизуются мономинеральные сферолиты, в заштрихованной – полиминеральные

Рис. 39. Зависимость состава сферолитов от степени переохлаждения

$a$  – идеализированная система:  $T_3$  – температура равновесной эвтектики,  $T_3'$  – температура неравновесной эвтектики,  $\Delta T$  – величина переохлаждения. ЭКЭ' и ЭЛЭ' показывают максимально возможное отклонение состава расплава при сферолитовой кристаллизации от точки  $Э$ ;  $b$  – то же для системы альбит-ортоклаз;  $1$  – область неравновесной эвтектической кристаллизации,  $2$  – сферолиты I типа,  $3$  – сферолиты II типа,  $4$  – сферолиты III типа



При значительном переохлаждении резко снижается диффузия компонентов расплава. Если при этом начнется и кристаллизация, то возникает проблема доставки материала к растущему кристаллу. Но эта проблема не будет стоять так остро для однокомпонентных и эвтектических расплавов, поскольку растущие соответственно моно- и полиминеральные агрегаты будут соответствовать составу исходного расплава. Схематически вероятность возникновения сферолитов в зависимости от состава сильно переохлажденного расплава показана на рис. 38.

С одной стороны, в отношении расплава, близкого по составу  $\text{SiO}_2$ -полевошпатовой эвтектике, из рис. 38 следует, что имеет место возможность кристаллизации только полиминеральных  $\text{SiO}_2$ -полевошпатовых сферолитов. По-видимому, это соответствует истине, так как, несмотря на большое количество изученных образцов, не удалось обнаружить мономинеральные сферолиты  $\text{SiO}_2$  и полевого шпата, первичная природа которых не вызывала бы сомнения.

С другой стороны, нельзя не отметить, что если в расплаве имеется компонент, подвижность которого существенно выше подвижности остальных компонентов, то этот компонент может выпадать из расплава и образовывать или мономинеральные сферолиты, или мономинеральные

скелетные прорастания сферической формы, что идет вразрез с закономерностью, представленной на рис. 38.

Образование полиминеральных сферолитов во многом напоминает эвтектическую кристаллизацию, так как при образовании сферолитов имеет место одновременный рост из расплава двух компонентов —  $\text{SiO}_2$  и полевого шпата. В то же время для сферолитов не выполняются два других условия эвтектической кристаллизации — постоянство состава и температура кристаллизации. Другими словами, если на диаграмме состояния при обычной кристаллизации эвтектике соответствует точка, то при сферолитовой кристаллизации — некоторая область.

Учитывая изложенное и схему (см. рис. 38), можно предположить, что на диаграмме состояния область расплава, где будет наблюдаться сферолитовая кристаллизация, будет располагаться под точкой эвтектики.

Экспериментально это было доказано А.А. Бочваром еще в 1936 г. На примере органических около эвтектических по составу расплавов этим исследователем было показано, что с увеличением переохлаждения наблюдается сферолитовая кристаллизация — расширяется область расплава по обе стороны от эвтектики. Однако им не был сделан вывод о том, что эта область должна быть замкнутой, поскольку очевидно, что с увеличением переохлаждения должен наступить момент, когда расплав, минуя сферолитовую кристаллизацию, сразу перейдет в стеклообразное состояние (рис. 39).

Как известно, в равновесных условиях при кристаллизации двухкомпонентного расплава, состав которого отличается от состава эвтектики, первоначально кристаллизуется избыточный по отношению к эвтектике компонент. При этом состав расплава смещается в сторону эвтектики, при достижении которой собственно и начинается кристаллизация. По-видимому, нечто похожее наблюдается при неравновесной кристаллизации переохлажденного расплава, состав которого незначительно отличается от состава эвтектики.

Если на диаграмму *Ан-Аб-Ор* нанести сферолиты II типа и содержащие их неизменные стекла, то обнаружится следующая закономерность: чем больше смещается состав стекла в сторону оси *Ан-Аб*, тем выше основанность нормативного плагиоклаза в полиминеральном сферолите II типа. Аналогичная зависимость, но для альбитового минала была выявлена для сферолитов I и III типа. В этой связи становится понятным, почему сферолиты, хотя и незначительно, но все же с большим постоянством отличаются по составу от состава содержащих сферолиты стекол.

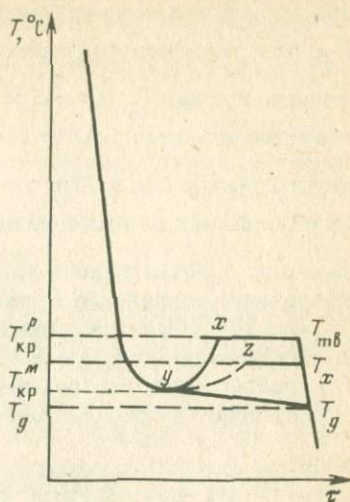
В условиях сильного переохлаждения избыточный по отношению к эвтектике компонент уже не может кристаллизоваться из расплава один. Происходит неравновесная эвтектическая кристаллизация с одновременным выпадением из расплава двух компонентов. При этом кинетика начавшегося процесса будет такова, что избыточный по отношению к эвтектике компонент по мере роста сферолита начнет уменьшаться, а полиминеральный сферолит в целом будет менять свой состав в направлении эвтектики.

Если исходить из факта, что с увеличением переохлаждения в кислом расплаве последовательно кристаллизуются сферолиты I, II и III типа, то



Рис. 40. Особенности неравновесной кристаллизации в условиях переохлаждения

$T_{кр}^p$  — температура начала кристаллизации,  $T_{ТВ}$  — точка завершения кристаллизации,  $T_{кр}^m$  — температура начала неравновесной кристаллизации,  $T_g$  — температура перехода пластичного стекла в твердое стекло,  $y$  — точка начала неравновесной кристаллизации,  $x, z$  — промежуточные точки при неравновесной кристаллизации



на диаграмме Бочвара состав всех трех типов сферолитов в проекции на ось *Пл-Ор* ляжет на некоторую кривую ЭАЭ', которая в целом повторит кривую ЭКЭ', с той лишь разницей, что она будет более вытянута в сторону плагиоклазовой составляющей (см. рис. 39, б). Другими словами, разница между составом сферолита и исходным расплавом определяется степенью переохлаждения расплава и величиной отклонения его состава от эвтектики и эвтектического соотношения.

По-видимому, в переохлажденном кислом расплаве, обогащенном относительно эвтектики ортоклазовым миналом, также будет наблюдаться сферолитовая кристаллизация, и точка максимального отклонения состава сферолитов от состава эвтектики спроецируется на кривую ЭОЭ, которая будет уже смещена в область ортоклазового минала. Причем кривая ЭОЭ' не обязательно должна быть симметрична относительно кривой ЭАЭ'.

Довольно часто в кислых эффузивах встречаются зональные сферолиты. Выделяются два варианта зональности. Для первого варианта характерно многократное повторение зон одинаковой окраски и строения, второй вариант характеризуется сменой структурных разновидностей, например зона, состоящая из сферолитового агрегата III типа, сменяется зоной по своему строению, приближающаяся к строению сферолита II типа, т.е. к более высокотемпературной разновидности сферолитов. Первый вариант зональности, вероятно, реализуется при довольно постоянной температуре за счет перераспределения примесей. Второй вариант зональности можно объяснить при рассмотрении соотношения равновесной и неравновесной кристаллизации на кривой остывания некоторого гипотетического расплава (рис. 40).

При охлаждении расплава до некоторой точки может начаться кристаллизация. Температура до тех пор, пока кристаллизация не прекратится в точке  $T_{ТВ}$ , будет оставаться постоянной и поддерживать ход кристаллизационного процесса. Если кристаллизация не произойдет,



ход кривой охлаждения будет плавно изменяться при температуре ниже  $T_{кр}^P$ , т.е. температуры равновесной кристаллизации, пока расплав не достигнет точки  $T_g$ . Если в результате изменения, например, процесса замедления скорости охлаждения кристаллизация начнется в точке  $T_{кр}^M$ , возможны два варианта. При одном варианте кристаллизация протекает достаточно полно и в итоге процесс выходит на кривую  $T_{кр}^P - T_{ТВ}$ . При другом варианте кристаллизация происходит не полностью и между волокнами сферолитов сохраняются реликты нераскристаллизованного стекла, или образуются менее совершенные по габитусу кристаллы. При этом кривая кристаллизации не достигает уровня равновесного процесса. Постоянная температура кристаллизации устанавливается в точке  $z$ , а сферолиты I типа сменяются сферолитом II типа.

### ПЕРЛИТООБРАЗОВАНИЕ

Вулканические стекла природного происхождения имеют состав от базальта до риолита. Тем не менее нас интересуют вулканические стекла особого качества. Рассматриваемые нами вулканические стекла по химическому составу приближаются к риолиту – дациту. Вулканическое стекло этого состава содержит от 1–1,5 до 9 мас.%  $H_2O$ . В массивных стеклах обычно отчетливо выражена перлитовая текстура, а в пористых стеклах перлитовая текстура, как правило, отсутствует. Кроме того, вулканические стекла должны обладать способностью вспучиваться при обжиге при температурах от 900 до 1200°C. Таким образом, давая определение перлиту, мы отклонились от классического понимания термина "перлит", принятого в петрографической литературе до 40-х годов, и рассматриваем условия образования стекол перлитового типа в более широком понимании.

Перлитовые стекла, или перлиты, могут иметь различные условия залегания: или образовывать куполы и потоки целиком, или слагать краевые части экструзивных куполов и потоков, образовывать дайки или краевые части силлов, центральные зоны потоков сваренного туфа, покровы рыхлых пирокластических пород. Основной генетический смысл при характеристике перлита имеют вода и геологические и физико-химические условия вхождения воды в стекло. Таким образом, следует различать перлиты первичного вхождения воды, или первичные перлиты, и перлиты вторичного вхождения воды, или вторичные перлиты. К первичным перлитам относятся те перлиты, которые образовались в результате вхождения воды непосредственно при извержении и в период остывания магматического тела: экструзивного купола, потока лавы, потока сваренного туфа и, наконец, дайки или какого-либо другого субинтрузивного тела. При образовании первичного перлита возможны два принципиально различных варианта вхождения воды: а) образование перлита происходит в результате вхождения воды при вспенивании лавы и последующего перераспределения водного флюида при остывании лавы. При этом должно соблюдаться условие, когда внешнее давление



значительно меньше давления паров воды в расплаве, т.е.  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рл}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{сп}}$ .

б) образование перлита происходит в результате вхождения воды при условии  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{сп}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рл}}$ .

Главным фактором перлитообразования является газовой-флюидная дифференциация вещества системы.

### *Первичные перлиты*

Газовой-флюидная дифференциация при  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{рл}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{сп}}$ . Подобные условия могут быть реализованы при образовании экструзивных куполов, потоков и зоны спекания в потоке сваренных туфов.

Газовой-флюидная дифференциация в экструзивном процессе (образование экструзивного перлита). Рассмотрим зональный экструзивный купол, расположенный в 35 км на север от г. Еревана. Главной вулканической структурой в этом районе является вулкан Гутансар (см. рис. 17, 18), который окружен цепочкой экструзивных куполов. Строение этого экструзива было рассмотрено нами ранее. Верхняя часть 60-метрового разреза состоит из белого и светло-серого пористого и пемзовидного перлита (рис. 41). Вниз по разрезу перлит становится более плотным и приобретает буроватую окраску. Соответственно сверху вниз меняется пористость от 40–60 до 10–20%. Среди перлитов встречаются тела обсидианов, залегающие или вертикально, или под крутым углом к горизонту. Они имеют вид языков пламени мощностью до 0,5–1 м в основании и 5–10 см на выклинивании. В центральной части эти тела состоят из массивного темно-серого до черного обсидиана, а по периферии – из пористого обсидиана; поры имеют планарную ориентировку и расположены параллельно контакту перлита с обсидианом. Вверх по разрезу пористость обсидиана возрастает. Характерно, что ориентированное положение имеют не только поры, но и структурные элементы стекла, что, в свою очередь, свидетельствует о высокой вязкости расплава и его течения в направлении, параллельном контакту перлита и обсидиана. Об ориентировке структурных элементов расплава можно судить по особенностям расположения глобулей [46, 49]. Глобули имеют диаметр 1–5 мкм, они рентгеноаморфны и представляют собой сгустки силикатного вещества, отличающегося от цементирующей массы структурой и химическим составом. На реплике фактически видны антиглобули, т.е. ямки травления, которые образуются после травления обсидиана HF. Глобули не имеют резких границ с цементирующей массой. В обсидиане по данным рентгеновских методов рассеяния под средними и малыми углами также была обнаружена микрогетерогенная структура. Было выявлено наличие гетерогенных областей со средним размером 10–15 и 250–280 Å. Области характеризуются различной плотностью.

Наличие в обсидиане микрон неоднородности способствует созданию внутренних напряжений и, следовательно, некоторому снижению вязкости



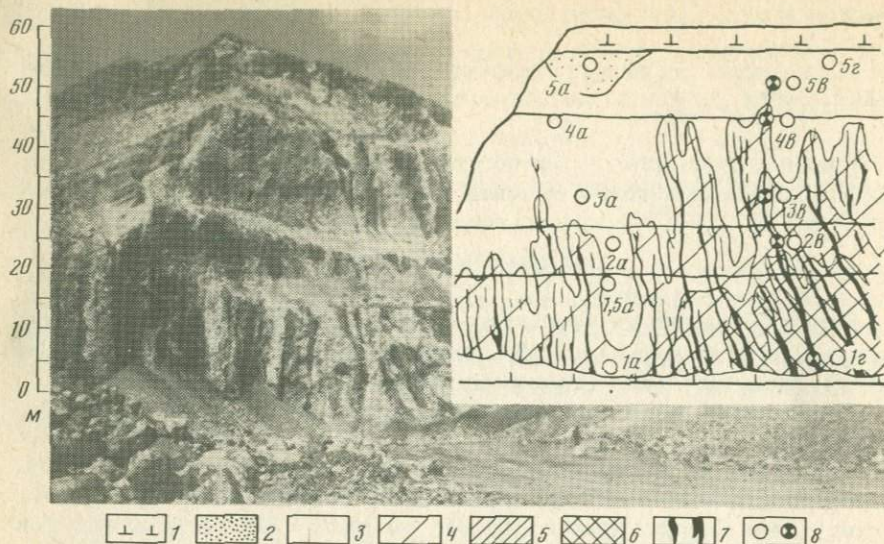


Рис. 41. Разрез апикальной части Джраберского экструзивного купола

1 – андезито-базальт; 2 – пемзовидный перлит; 3 – пористый перлит; 4 – слабопористый перлит; 5 – плотный перлит; 6 – брекчия плотного перлита с включениями обсидиана; 7 – обсидиан; 8 – места отбора образцов и их номер: а – перлита, б – обсидиана

[75]. За счет этого обсидиан по сравнению с перлитом значительно дольше сохраняет пластичное состояние.

Линейная ориентировка пор, совершенно одинаковая их форма, главным образом щелевидная, не подтверждают представления о беспорядочном порообразовании в результате снижения давления в период экструзии. Отделение летучих и порообразование в обсидиане были в значительной степени связаны с процессами, протекающими в обсидиане в интервале размягчения после основной фазы экструзии.

В табл. 21 приведены данные о составе минералов порового выполнения в перлитах. Наряду с высокотемпературными фазами, представленными магнетитом и шпинелью, присутствуют водные силикаты и алюмосиликаты: серпентин антигоритового типа, глобулярный галлуазит, весьма своеобразные по морфологии выделения кремнезема (табл. VIII).

Интересно распределение изотопов кислорода в вертикальном разрезе (табл. 22). Нами рассматриваются три разреза – два для перлита и один для обсидиана и распределение в них изотопов  $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ . Поскольку перлиты из верхней части разреза могли быть затронуты выветриванием, нами исключаются образцы, взятые с глубины 0,5 и 1,0 м. Влияние выветривания подтверждается также некоторым увеличением содержания в стекле низкотемпературной воды. В двух перлитовых разрезах наблюдается вполне определенная тенденция увеличения количества тяжелых изотопов кислорода  $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ , причем наиболее четко эта тенденция выражена для  $^{18}\text{O}$ . Увеличение происходит снизу вверх.

В обсидиане изотопные соотношения более сложные, но в тоже время в



Таблица 21

## Характеристика минералов порового выполнения

Минерал	Форма пор	Форма кристалла или агрегата	Размер, мкм	Элементный состав
Обсидиан				
Алюмосиликат (стекло)	Щелевидная	Сферическая	2-3	Al, Si, Ca, Na, K, Fe
Галит	"	Кубическая	0,5-1	NaCl
Сильвин	"	"	0,5-1	KCl
Гематит?	"	Пластинчатая	5-6	Fe, Mn
Органические соединения	"	Сферическая	1	P, CH <sub>4</sub> , Cl
Углеродистое вещество	Веретеновидная	Не установлена	Не установлена	C <sub>орг</sub> = 0,05, в мас.%
Перлит				
Шпинель	Щелевидная	Кубическая	0,5-1	Fe, Ti, Zn
Магнетит	"	"	"	Fe, Ti
Антигорит	Трубчатая	Волокнистая	до 5-10	Mg, Si, OH
Апатит	Сотовидная	Призматическая	до 10	P, Cl, Fe
Глобулярный галлуазит	"	Сферическая	до 5	Al, Si, H <sub>2</sub> O
Опал	Трубчатая	Трубчатая	0,5	SiO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> O
Амфибол	Сотовидная	Сферическая	5-10	Ca, Fe, Al, Si
Цеолит	"	Друзовидная	7-8	Ca, Na, Al, Si
		Игольчатая		

Таблица 22

## Изотопный состав кислорода в перлитах (разрезы I, II) и обсидианах (разрез III) месторождения Джрабер

Номер образца	Глубина, м	<sup>18</sup> O, ‰	<sup>17</sup> O, ‰	<sup>17</sup> O/ <sup>18</sup> O	Степень достижения равновесия
Разрез I					
IV-5a	0,5	+1,26	+3,06	2,43	0,926
4a	10	+4,23	+5,90	1,39	0,930
3a	22	+4,26	+4,04	0,95	0,940
2a	28	+3,10	+1,13	0,36	0,850
1a	50	+4,42	+4,81	1,09	0,941
Разрез II					
5г	1	+2,53	+5,85	2,31	0,927
5в	10	+7,51	+6,57	0,87	0,947
4в	22	+5,42	+5,04	0,93	0,942
3в	28	+1,91	+4,64	2,43	0,920
1г	50	+1,03	+0,27	0,26	0,890
Разрез III					
5a	3	-1,09	-9,65	8,85	0,925
4a	10	+3,72	+5,31	1,43	0,930
3a	22	+7,23	+4,97	0,69	0,960
2	28	+2,00	-3,58	-1,79	0,918
IV-1	45-50	+5,71	-11,48	-2,01	0,920

них, скорее, наблюдается обратная тенденция – уменьшение содержания тяжелого изотопа кислорода сверху вниз. Кислород выделялся из стекла в процессе реакции его фторирования. Изотопный состав кислорода определялся по отношению к общепринятому стандарту SMOW. Точность масс-спектрометрических измерений составляет  $\pm 0,1\%$ . Валовый состав кислорода в стекле, по нашему мнению, отражает изотопные отношения в силикатной фазе, кислороде, который входит в состав  $\text{OH}_n$ -группировок, составляющих 0,3–5 мас.%, не может существенно влиять на результаты определений.

При рассмотрении процесса фракционирования изотопов кислорода на различных стадиях экструзивного процесса нами учитывались как термодинамические, так и кинетические факторы. К термодинамическим факторам прежде всего отнесено влияние температуры. Отделение водяного пара или флюида от расплава происходит на некоторой глубине за счет резкого снижения давления. Однако до этого момента водяной пар находился в равновесии с расплавом и можно условно считать, что соотношения  $^{16}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$  расплав  $\rightleftharpoons$   $^{16}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$  водяной пар близки к равновесным. Нами рассмотрены две системы обсидиан–перлит, причем обсидиан относится к более статичной системе, которая наиболее близка к равновесию в поверхностных условиях. Перлит в большей степени подвержен влиянию временных и кинетических факторов. Отделяющиеся от расплава в поверхностных условиях пары воды были обеднены тяжелым изотопом кислорода благодаря преобладающему влиянию кинетического фактора, в определении роли которого необходимо учитывать главным образом силу связи Si–O и O–H, которая в первом случае значительно больше, нежели во втором, поэтому в нижней части перлитовой зоны на контакте с обсидиан-перлитовыми породами, так называемыми обсидиан-перлитовыми брекчиями, перлит несколько обеднен тяжелым изотопом кислорода. Дегазация купола продолжалась довольно длительное время. Об этом можно судить по наличию обсидиан-перлитовых пород в нижней части стекловатой зоны, на контакте с риолитом. В связи с тем, что в системе пластичное стекло –  $\text{H}_2\text{O}$  стекло способно поглощать большее количество воды, чем расплав в системе расплав –  $\text{H}_2\text{O}$ , вода начинает накапливаться в верхней части экструзивного купола, в зоне низких температур. Естественно предположить, что при длительном взаимодействии стекла с водой происходит отделение тяжелого изотопа кислорода, который задерживается в стекле.

Аналогичные результаты были получены при изучении соотношения  $^{17}\text{O}/^{18}\text{O}$  в кислых вулканических стеклах из пирокластической толщи одного из районов Эфиопии и Кении. Стекла датируются в 1,86 млн лет и содержат порядка 3–5 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ . Эффект обогащения стекол тяжелым изотопом кислорода порядка 13–20‰ связывается с действием экзогенных метеорных вод. К сожалению, не удалось наблюдать рассматриваемые стекла в первичном залегании: в потоке или экструзивном куполе, поэтому вывод об экзогенной природе процесса обогащения перлитов  $^{18}\text{O}$  представляется недоказанным [72].

Рассмотрим механизм газовой-флюидной дифференциации. При поднятии магмы в верхний горизонт земной коры – в зону, расположенную непосредственно вблизи поверхности, происходит вскипание верхней части



Таблица 23

Распределение воды в перлите по вертикали  
в разрезах I (1) и II (2)

1			2		
Глубина, м	Номер образца	Содержание H <sub>2</sub> O, мас. %	Глубина, м	Номер образца	Содержание H <sub>2</sub> O, мас. %
1,5	5а	3,69	1	5г	3,78
10	4а	3,49	3-4	5в	3,73
22	3а	3,64	10	4в	3,62
29	2а	3,20	22	3в	3,54
34	1,5а	—	30	2в	3,40
50	1,0а	2,95	50	1г	2,96

экструзии. При этом образуются две системы: обсидиановый расплав и перлитовое пористое стекло. В обсидиановом расплаве содержание воды составляет 0,1–0,8 мас.%, в перлитовом пористом стекле содержание воды, по-видимому, было неравномерным. Внизу разреза, вблизи контакта с обсидианом, содержание воды могло достигать 1,5–2 мас.%, вверх по разрезу оно уменьшается и у поверхности составляет уже только десятые доли процента. После первого акта вспенивания верхней зоны экструзии и образования "шапки" вспененного перлита с низким содержанием воды начинается длительный этап дегазации глубинных частей купола и формирование зональности в том виде, в каком мы ее наблюдаем в обнажении (см. рис. 41).

Глубинные части экструзива кристаллизуются с образованием тонкополосчатого риолита. Отделяющиеся при этом летучие взаимодействуют со стеклом и формируют зону обсидиан-перлитовых пород, наблюдаемых обычно на контакте риолита и обсидиана. Перлит имеет розовую окраску и сохраняет целый ряд признаков обсидианового стекла. Происходит дополнительное порообразование, причем поры огибают перлитовые ядра, что говорит о некотором разжижении первоначально образовавшегося подобного обсидиану стекла.

Таким образом, в экструзиве происходят два дополняющих друг друга процесса: а – образование "шапки" пористого перлита и обсидиана в процессе экструзии, б – образование высоководного перлита в результате обработки пористого перлита с низким содержанием воды и обсидиана флюидом в процессе газовой-флюидной дифференциации в стадию становления экструзии. При этом длительное отделение флюида связано с процессами кристаллизации глубинных частей экструзива и порообразованием в обсидианоподобных расплавах.

Флюид является не только водным, но имеет более сложный состав. Судя по включениям и данным газового анализа, в формировании флюида принимают участие следующие летучие компоненты: Cl<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O, F<sub>2</sub>. Экспериментальные данные показывают, что в системе NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–H<sub>2</sub>O при высоких P и T могут существовать смешанные водные растворы K и Na [30, 31]. При резком падении



давления образуется водный флюид, в состав которого входят и щелочные металлы. Если в системе присутствует хлор, то последний отделяется в виде газа  $\text{Cl}_2$ . В результате простой реакции  $2\text{NaOH} + \text{Cl}_2 = 2\text{NaCl} + 2\text{H}_2\text{O}$  при температуре ниже  $300^\circ\text{C}$  образуется раствор  $\text{NaCl}$ . По-видимому, концентрация соли достаточно высока и при понижении температуры выпадают твердые кристаллы соли. По аналогичной схеме образуется и сильвин. В порых обсидиана обычно наблюдаются сростки кристаллов сильвина и галита. Соляные растворы и рассолы находятся в порых, ориентированных параллельно флюидалности, т.е. они относятся к наиболее высокотемпературным образованиям. Фтор, как правило, не выделяется в виде газа. В соединении с кальцием он образует сферические кристаллы или каплеобразные выделения на поверхности глобулей. По-видимому, обособление фтористого расплава имело место на стадии образования глобулей, т.е. в интервале размягчения обсидиана. Это соответствует температуре  $780\text{--}820^\circ\text{C}$ . При отделении газов из обсидианового расплава имели место порообразование и кристаллизация в порых таких фаз, как шпинель и магнетит. Некоторая часть минерализованного пара мигрировала в верхнюю часть экструзии, где происходило образование сульфидов и сульфатов железа, ванадия, никеля. Но для образования перлита главное значение имеет влияние и водяного пара, и флюида. Как ясно из материалов по изотопии кислорода, стекло из нижней части разреза несколько обеднено  $^{18}\text{O}$ , что в первую очередь связано с влиянием паров воды, которые при отделении от расплава в глубине экструзивного тела так же обеднены  $^{18}\text{O}$ . Взаимодействуя с перлитом в нижней части стекловатой зоны, они как бы извлекают часть тяжелого изотопа кислорода. Далее в верхнюю часть разреза мигрирует флюид, обогащенный  $^{18}\text{O}$ . В силу динамического равновесия в системе  $^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  флюид  $\rightleftharpoons$   $^{18}\text{O}^{16}\text{O}$  стекло, перлит их верхней части разреза должен обогащаться  $^{18}\text{O}$ , что и было в действительности. О длительности взаимодействия в системе флюид–стекло, а также о тесной связи флюида со стеклом свидетельствуют взаимоотношения минеральных новообразований с перлитом. В перлите при помощи сканирующей электронной микроскопии обнаружены сферические, сталактитоподобные, щупальцевидные выделения, представленные кремнеземом (см. табл. VIII). Просачивание кремнеземсодержащих растворов происходило как вдоль крупных пор, так и по тончайшим капиллярам. Шарообразные тела до  $100\text{ мкм}$  в диаметре возникали на концах капилляров подобно тому, как образуется мыльный пузырь на конце полой соломинки. Некоторые шары в процессе препарирования образца раскололись и было обнаружено, что внутри они полые [51]. Если пленка кремнезема закрывала отверстия капилляров, на поверхности этих образований возникали выросты щупальцевидной и пальцеобразной формы. При этом пленка кремнезема, вероятно, играла роль своеобразной мембраны. Рассмотренные новообразования концентрировались главным образом в верхней части разреза.

В верхней и средней частях разреза также обнаружены такие водные силикаты, как минералы группы серпентина, галлуазит и др.

Таким образом, в стекловатой зоне экструзивного купола наблюдается своеобразная скрытая зональность. В нижней части разреза в пористых



обсидианах и перлитах присутствуют довольно высокотемпературные образования, представленные шпинелью и магнетитом. Во многих порых этой же генерации наблюдаются кристаллики галита и сильвина, образовавшиеся, вероятно, при значительном понижении температуры до 300–400°C. И наконец, верхняя перлитовая шапка оказалась буквально пропитанной такими водными силикатами, как опал, серпентин и т.д. Судя по минеральным парагенезисам, первая стадия минералообразования происходила в кислой среде, а заключительная – в щелочной среде. Под влиянием воздействия водного флюида вулканическое стекло поглощало воду, т.е. гидратировалось. Рассмотрим реальное распределение воды в охарактеризованных нами разрезах I и II (см. рис. 41, табл. 23).

Среднее содержание воды в перлите составляет 3,5 мас.%. Минимальным значением характеризуется обсидиан-перлитовая брекчия. Далее вверх по разрезу через каждые 10 м содержание воды в перлите возрастает примерно на 0,2–0,4%. На кривой МДТГ вода характеризуется одним четко выраженным эндотермическим эффектом при температуре 350–400°C (см. рис. 7). Этот тип воды мы относим к структурной, образующей гидратационный слой на поверхности алюмосиликатного каркаса. Судя по кривым ТГ, наибольшее количество низкотемпературной воды характерно для образцов, взятых около поверхности.

Характерно, что перлиты, взятые с одного уровня, имеют весьма близкие содержания воды. Процесс перлитобразования этого типа был воспроизведен экспериментально А.А. Маракушевым и др. [83]. В результате постепенного снижения давления, или декомпрессии, была осуществлена экструзия расплава, содержащего 4,8 мас.%  $H_2O$ , через узкий канал. При этом образовался зональный образец, состоящий из массивного ядра и верхней пористой "шапки". Однако в связи с тем, что время декомпрессии было сравнительно невелико (порядка 5 час), получить зону обсидиана не удалось. Массивное стекло внутренней части образца было представлено искусственным перлитом, т.е. содержало порядка 4 мас.%  $H_2O$ , в то время как стекло внешней пористой зоны содержало 2,4 мас.%  $H_2O$ .

Газово-флюидная дифференциация в потоке. Пористые перлиты, содержащие 1,5–4,5 мас.%  $H_2O$ , характерны не только для верхней зоны экструзивных куполов, но и для потоков. Причем рассматриваются потоки молодых вулканических областей, возраст вулканизма которых датируется в 0,5–2,5 млн лет. При рассмотрении газово-флюидной дифференциации в потоке следует различать газово-флюидную дифференциацию в эффузивном потоке и газово-флюидную дифференциацию в пирокластическом потоке.

Лавовый поток. Перлиты, залегающие в верхней части потоков, широко распространены в Закавказье [26, 42], на Камчатке, а также в шт. Нью-Мексико (США) [106, 108]. В отличие от экструзивных куполов, где в верхней зоне всегда имеется тенденция к возрастанию снизу вверх содержания воды [11], в потоках возможна и обратная тенденция уменьшения содержания воды в стекле снизу вверх. Рассмотрим более подробно оба варианта.

Для примера первого варианта рассмотрим Арагацкий поток, строение которого детально описано выше (см. стр. 77). В центральной части



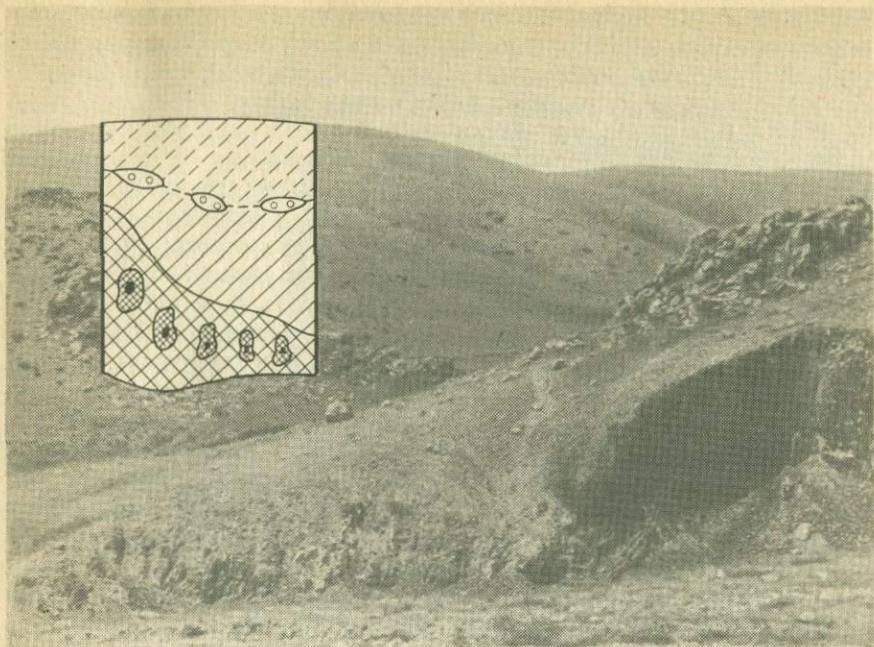


Рис. 42. Строение юго-западного потока вулканического комплекса Артеи

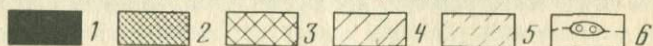
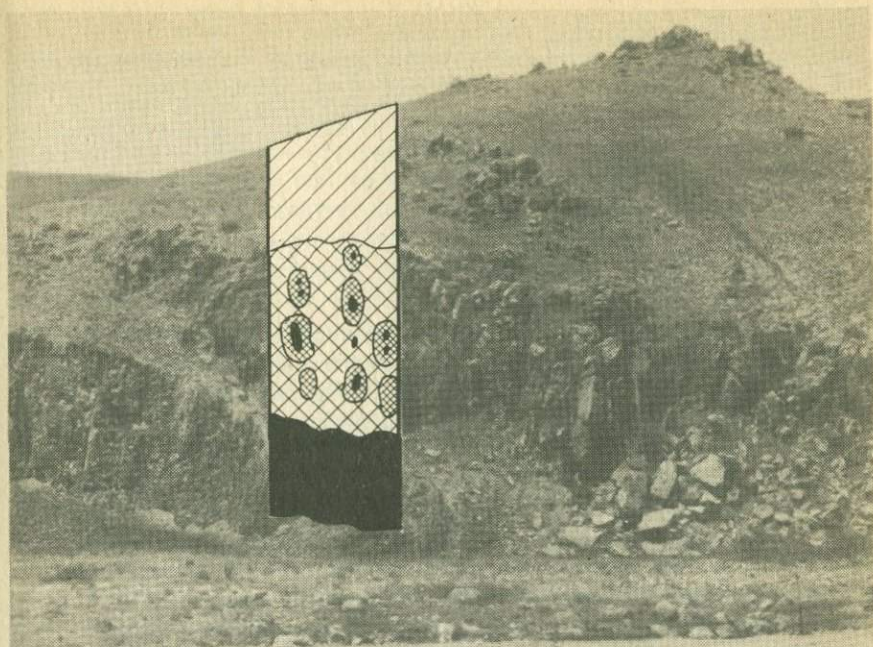
1 – массивный обсидиан, 2 – псевдоморфозы перлита по обсидиану; 3–5 – перлиты: 3 – плотный, 4 – слабопористый, 5 – пористый и пемзовидный; 6 – реликты пористого обсидиана в перлите

месторождения поток имеет отчетливо выраженное зональное строение (рис. 42). Вертикально сверху вниз по разрезу изменяются пористость перлита, содержание в нем обсидиана и содержание воды в перлите и обсидиане (табл. 24). Верхняя часть разреза образована пористым и пемзовидным перлитом, в котором присутствуют относительно редкие включения пористого обсидиана молочно-белой окраски. Содержание воды в перлите 3,3–4,8 мас.%, в обсидиане 0,3–0,6 мас.%. Включения обсидиана обычно окружены концентрической оболочкой пористого перлита.

Ниже по разрезу расположена зона слабопористого перлита с многочисленными, до 20 объемн.%, включениями обсидиана. Еще ниже по разрезу расположена зона плотного перлита, содержание обсидиана в котором достигает 20% и более. Нижняя зона состоит из обсидиана с характерной шаровой отдельностью. Содержание воды в обсидиане 0,1–0,2 мас.%. Зоны плотного перлита и обсидиана разбиты единой системой трещин на вертикальные плиты, мощность которых определяется расстоянием между трещинами и составляет 50–70 см. Выше зоны обсидиана плиты состоят из плотного и слабопористого перлита и сферических и эллипсоидных тел обсидиана. Перлит имеет скорлуповатую отдельность и как бы облекает тела обсидиана.

Формирование зонального потока, вероятно, произошло в две стадии. В первую стадию имело место извержение лавы, которая перемещалась по





склону вулкана. В силу разности давления паров воды и газов между внутренней частью потока и атмосферой лава вспенилась на глубину до 50 м (мощность пористого и пемзовидного перлита). Вспенивание представляло достаточно сложный процесс. Одна часть воды выделилась из расплава полностью и при этом образовался обсидиан. Другая часть воды выделилась только частично, так как высокая вязкость расплава препятствовала полному выделению воды. Вязкость лавы при вспенивании резко возрастала, и в верхней части потока образовался своеобразный экран из пористого стекла, которое обладало способностью поглощать воду, выделяющуюся из нижних горизонтов зоны вспенивания. Таким образом, образовалась система пористый перлит–пористый обсидиан. Содержание воды в перлите, по-видимому, было невелико – порядка 1,2–1,5 мас%. Лава нижней части потока в эту стадию сохранила довольно высокое содержание воды – около 2,5–3 мас.% и находилась в движении. В связи с тем что верхняя корка стекла при движении потока разламывалась, создались условия для миграции остатков воды и газа в верхнюю часть потока. Произошло вспенивание нижней части потока и образование зоны обсидианоподобного стекла внизу и плотного и слабопористого перлита вверху. Движение лавы при этом прекратилось.

С этого времени началась вторая стадия формирования потока. Она заключалась в дегазации нижних зон потока и гидратации твердого стекла (перлита и обсидиана) по всей мощности потока выше зоны обсидиана.



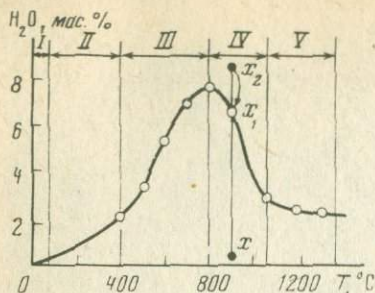


Рис. 43. Температурные условия различных типов гидратации

I — экзогенной, II — гидротермальной, III — флюидной, IV — пластичного стекла в потоке, V — магматической;  $x, x_1, x_2$  — характеризуют кинетику гидратации твердого обсидиана вблизи области пластичности

Дополнительно гидратации подвергался пористый и пемзовидный перлит в ключенный в него обсидиан. Стадии гидратации твердого стекла и образование мареканита нами были рассмотрены ранее (см. с. 9; см. табл. I). Более детально рассмотрим процесс образования вторичной пористости. Перлит, образующий скорлупки, прилегающие к включениям обсидиана, содержит поры, ориентированные вдоль границы обсидиан-перлит. Образование пор происходило по следующему механизму: гидратация обсидиана осуществлялась при высоких температурах порядка 600–700°C и включала два процесса: диффузию паров воды и образование равновесной системы: стекло–вода. Диффузия, вероятно, происходила быстрее, нежели образование равновесной системы стекло–вода. При содержании воды выше равновесного (рис. 43) имеет место размягчение стекла и выделение избытка воды с образованием пор. Кроме воды, лава содержала и другие газы, о составе которых можно судить по минералам-узникам, которые присутствуют в вакуолях размером от десятых долей микрона до 1–2 мкм. В вакуолях установлены кристаллы галита и сильвина, погруженные в раствор этих солей. Обнаружено также присутствие сферических кристаллов флюорита (20). В некоторых порах обнаружены такие экзотические образования, как сферические тела, состоящие из железа, кальция и серы. Первые отнесены к самородному железу, вторые — к редкому минералу ольдгамту. В перлите также обнаружены поры различной формы: щелевидные, трубчатые, веретеновидные, сотовидные. Щелевидные поры — наиболее ранние. В них присутствуют такие минералы, как марганцевая шпинель (якобсит),

Таблица 24

Распределение воды в перлите и обсидиане в разрезе (снизу вверх) юго-западного потока Арагацкого месторождения

Наименование	Пористость, %	Мощность, м	Количество обсидиана, объемн. %	Содержание воды, в мас. %	
				Перлит	Обсидиан
Плотный обсидиан	≤0,5	10–15	100	–	0,1–0,2
Плотный перлит	≤10	5–10	≥20	2,4–2,9	0,1–0,2
Слабопористый перлит	10–20	10–20	10–20	2,8–3,3	0,2–0,25
Пористый и пемзовидный перлит	20–50	30–40	≤10	3,3–4,8	0,3–0,6



цинковая шпинель, титанистый магнетит. В трубчатых и сотовидных порах присутствуют агрегаты кристобалита, опала, друзовидные сростки амфибола и игольчатые кристаллы цеолитов (см. табл. 21).

В зависимости от положения образца в вулканическом теле вода и гидроксил оказываются по-разному связаны в структуре стекла. Изучение вертикального разреза одного из зональных потоков вулкана Спитаксар позволило сделать следующие выводы (табл. 25). Вверх по разрезу наблюдается возрастание содержания  $\text{H}_2\text{O}^+ + \text{H}_2\text{O}^-$  от 1,97 в основании потока до 2,62 в его верхней части. Параллельно с общим увеличением содержания структурной воды и гидроксила, что наиболее отчетливо можно наблюдать на ИК-спектрах, наблюдается отчетливое увеличение интенсивности пролов около 3600 и 3400  $\text{см}^{-1}$ . Ранее нами было установлено, что указанные полосы характеризуют соответственно гидроксил и структурную воду.

Второй вариант (первый вариант см. с. 149) распределения воды нами наблюдался на одном из потоков вулкана Гехасар. Общая мощность потока 67 м. Пористость перлита возрастает снизу вверх. На глубине 0,5 м от поверхности залегают перлиты, содержащие 1,27 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$ . По мере погружения на глубину содержание воды возрастает со скоростью примерно 0,2 мас. % на каждые 6 м. Непосредственно в основании потока на границе с обсидианом залегают перлиты, содержащие 2,20 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$ .

Пирокластический поток. В пирокластических потоках или потоках сваренных туфов в их центральной части имеются зоны массивного стекла. Это стекло имеет способность вспучиваться, поэтому служит перлитовым сырьем. Например, к игнимбрикам относится большинство известных в настоящее время месторождений перлита на Северо-Востоке страны (44). Перлиты эксплозивного генезиса обладают относительно невысокой вспучиваемостью, но тем не менее могут использоваться для производства вспученного перлита. Стекловатые зоны известны также среди игнимбритовых потоков Казахстана. Игнимбриты также широко развиты в Армении и на Камчатке. Игнимбритовые тела имеют зональное строение, но большей частью они относятся к дацитам или андезито-дацитам и поэтому имеют весьма низкую способность к вспучиванию. Тем не менее механизм образования зоны стекла в большинстве известных нам потоков идентичен. Достаточно мощные зоны полного сваривания образуются в тех игнимбритовых потоках, которые связаны с выбросом высокотемпературного флюидизированного материала. При обычном эффузивном извержении летучие оказываются растворенными в лаве и имеет место система расплав + газ. Однако возможен вариант, при котором газовая фаза резко преобладает над лавовым материалом. При этом констатируется извержение флюидизированного потока, в котором главной фазой является или газ или газовой-флюидная смесь, а силикатный материал в виде обломков кристаллов и линз пластичного стекла оказываются включенными в эту смесь; газы и пары воды при дегазации пирокластического потока сравнительно легко просачиваются между обломками. Стекло при этом практически не гидратируется. Флюид способствует спеканию обломков в плотное стекло.

Как пример можно привести или разрез игнимбритового потока в кальдере вулкана Горелого (Камчатка), или многократно описанный уже

Таблица 25

Содержание воды, физико-механические и технологические свойства  
в образцах из вертикального разреза потока вулкана Спитаксар

Номер образца	Расстояние от подош- вы потока, м	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> мас. %	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> мас. %	Показатель преломления стекла, +0,002	Пористость, %		Объемная плотность в куске, г/см <sup>3</sup>	Насыпная плотность		Коэффици- ент вспу- чивания
					эффектив- ная	общая		до обжига, кг/м <sup>3</sup>	после об- жига, кг/м <sup>3</sup>	
Д-734/93	63	0,48	2,14	1,496-1,497	12,39	33,1	1,60	947	165	5,7
Д-734/91	59	0,47	2,21	1,497-1,498	9,91	25,9	1,77	1040	126	8,3
Д-734/77	50	0,42	2,30	1,497	5,72	18,4	1,95	1036	268	3,9
Д-734/65	45	0,36	2,38	1,496	3,39	10,9	2,13	1060	273	3,9
Д-734/60	40	0,27	1,87	1,496	3,78	13,8	2,06	1157	282	4,1
Д-734/42	25	0,19	1,46	1,494-1,495	5,66	11,3	2,12	1107	361	2,9
Д-734/16	15	0,17	0,99	1,494	5,58	12,6	2,09	1217	593	2,1
Д-734/а	3	0,25	1,72	1,496	7,25	11,7	2,11	-	-	-

Примечание. Обжиг производился в вибрационной печи при температуре 1100°C. Размер частиц проб 0,6-1,2 мм.



поток в районе Кипчагского оврага (Арктикское месторождение). И в первом и во втором потоке в верхней части разреза залегают вспененные пористые породы, состоящие из обломков пемзы и цементирующей их пористой тонкообломочной массы. Ниже по разрезу залегают черные стекловатые породы, в которых отдельные обломки плотно сварены в сплошную массу черного стекла. О влиянии процесса дегазации потока на образование именно стекла, а не кристаллической породы, свидетельствует минеральный состав верхней зоны пенистого сваренного туфа. Обломки пемзы, которые образовались в результате вспенивания кусков пластичного вулканического стекла, подверглись газовой-флюидной переработке. Стекло оказалось замещенным агрегатом К-Na полевого шпата и кристобалита. Розетки кристобалита покрывают стенки пустот. Кроме кристобалита и щелочного полевого шпата из газовой-флюидной фазы интенсивно кристаллизовались игольчатые и призматические кристаллы пироксена, амфибола, пластинки слюды и иголки апатита. Многочисленные чешуйки гематита не только рассеяны в основной массе, но и образуют сростки, покрывающие стенки пустот. Таким образом, газовой-флюидный восходящий поток был настолько мощным, что вспененное стекло верхней зоны оказалось полностью перекристаллизованным и превратилось в пористый туф. При этом в нижней части потока формировалась зона обсидианоподобного стекла. В стекле могло оставаться некоторое количество летучих, которые способствуют относительно слабому вспучиванию стекла при нагревании.

**Газовой-флюидная дифференциация при  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{CP}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PL}}$ .** К перлитам первичной гидратации относятся также субинтрузивные стекла, которые могут образовывать дайки, их краевые части, а также зоны эндоконтакта в силлах и приповерхностных лакколитах. Вулканические стекла этого типа обычно массивны, пористость отсутствует. Для субинтрузивных стекол характерны кристаллитовые структуры. Содержание воды в дайковых стеклах варьирует от 4–5 до 6–7 мас.%. В зависимости от соотношения величин  $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{CP}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PL}}$  вода может выделяться из расплава или

входить в него. Нами изучались образцы обсидиана, в которых в довольно большом количестве присутствует биотит. Экспериментально было показано, что при содержании в системе свыше 3%  $\text{H}_2\text{O}$  их кислых расплавов кристаллизуется биотит. Наличие биотита в обсидианах свидетельствует о том, что некоторая часть летучих, в частности воды, выделилась в процессе подъема магмы к поверхности или непосредственно на поверхности во время извержения.

Но когда магма с небольшим содержанием летучих внедряется в близкоповерхностную зону, она может поглощать некоторое дополнительное количество воды, если выполняется условие, при котором парциальное давление водяного пара во вмещающих породах выше парциального давления водяного пара в магме ( $P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{CP}} > P_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{PL}}$ ). Это явление

нами было воспроизведено экспериментально. Безводный расплав при высоких температурах и давлении 5 кбар находился в течение 8 час в



среде, содержащей более 3,5%  $H_2O$ . Данная среда была представлена пирофиллитом с примесью каолинита, т.е. играла роль материала, передающего давление. Образец не был защищен от этой среды и пары воды имели возможность проникать в расплав, который поглощал некоторое дополнительное количество воды.

### *Перлиты вторичной гидратации*

**Условия гидратации.** Гипотеза о возможности процесса вхождения воды в стекло в атмосферных условиях, т.е. о вторичной гидратации стекла была впервые сформулирована в 1955 г. [95]. Фактическим материалом для обоснования этой гипотезы послужили находки реликтов обсидиана в перлите. На границе с перлитом в обсидиане были выявлены гидратационные каемки, фиксирующие фронт вторичной гидратации. Было установлено, что вода из перлита, который образуется по обсидиану, по содержанию дейтерия приближается к поверхностной воде [76]. Первоначально эта гипотеза о вторичном экзогенном происхождении воды в перлите получила весьма широкое признание. Однако в 1963 г. в связи с появлением новых данных было сформулировано положение о более широком температурном диапазоне вхождения воды в стекло, в том числе и в гидротермальных условиях [40]. В данное время идею образования перлитов в результате реакции между стеклом обсидианового типа и экзогенными водами безоговорочно поддерживают главным образом некоторые геологи США [106, 108].

Многочисленные геологические факты свидетельствуют о том, что вхождение воды в стекло может происходить не только в экзогенных условиях, но и при повышенных температурах. Вывод о принципиальной возможности экзогенной гидратации был получен при петрографическом изучении древних обсидиановых орудий, изготовленных 5–10 тыс. лет назад [77]. Датировка культурного слоя производилась с использованием радиоуглеродного метода. Петрографическое изучение обсидиановых наконечников копий, стрел, скребков и т.д. показало, что по краям изделий имеются каемки с повышенным содержанием воды. Каемки гидратированного обсидиана в точности повторяют форму изделий. Толщина каемки 0,1–0,01 мм в зависимости от возраста орудия. Наличие на свежих сколах орудий гидратированного стекла, отсчет возраста которого ведется от даты изготовления того или иного предмета, является бесспорным фактом, подтверждающим существование процесса вхождения воды в стекло или вторичной гидратации стекла. Зная толщину каемки и дату изготовления орудия, можно подсчитать скорость гидратации. Она оказалась весьма мала, порядка 1 мм в один миллион лет. Скорость гидратации зависит от размера частиц или тонины скола, однако даже на весьма тонких сколах она возрастает весьма незначительно. Влияние экзогенной гидратации на образование крупных массивов гидратированных вулканических стекол, по-видимому, также незначительно. Кроме того, скорость разложения стекла в значительной степени зависит от химизма среды, в которой происходит изменение стекла. Поэтому месторождения минералов, возникающих при выветривании вулканического стекла, могут быть весьма крупными.



Скорость гидратации стекла, как и вообще любой реакции, зависит от температуры. Поэтому увеличение температуры даже на 100°C весьма существенно усиливает скорость этого процесса, что позволяет рассматривать гидротермальную гидратацию стекла как весьма важное явление, которое необходимо учитывать при объяснении генезиса перлитов с высоким содержанием воды.

В нашей стране во многих районах интенсивного проявления вулканической деятельности имеются перлиты. В Восточном и Западном Забайкалье (см. с. 120) имеются перлиты, содержащие до 6–11 мас. %  $H_2O$ . На Мухор-Талинском, Закультинском и Холинском месторождениях перлиты образуют потоки и краевые зоны экструзивных куполов, залегающие непосредственно на интенсивно цеолитизированных витрокластических туфах и вулканических брекчиях. В значительной степени также цеолитизированы и сами массивные перлиты лавовых потоков и экструзивных куполов. Кроме цеолитов в перлитах названных месторождений широко распространены минералы группы монтмориллонита и селадонит. Наблюдаются все стадии перехода вулканического стекла в цеолитовую породу. Возраст этих перлитов порядка 150–180 млн лет.

В среднем Приамурье, на юге Приморского края, известны перлиты, содержащие до 5–8 мас. %  $H_2O$ . Так же как и перлиты месторождений Забайкалья, эти перлиты залегают на интенсивно цеолитизированных витрокластических туфах (месторождения Радденское, Чугуевское, Новгородское). Возраст перлитов Приамурья и Приморского края 60–80 млн лет. Перлиты Белогорского месторождения (Хабаровский край) в меньшей степени изменены гидротермальными процессам. Они ассоциируют в основном с каолинитом и монтмориллонитом. Возраст перлитов 48–50 млн лет. Перлиты Камчатки (Ягоднинское месторождение) содержат до 6–7 мас. %  $H_2O$ . Они имеют возраст порядка 6–8 млн лет; т.е. можно сделать вывод, что содержание воды в стекле весьма незначительно зависит от возраста перлита. Перлиты вторичной гидратации характеризуются особым соотношением типов воды (в частности подвижной к структурной) порядка 1:1. Основным показателем гидротермального генезиса воды в перлите является присутствие в стекле гидротермальных минералов, таких, как морденит, клиноптилолит, селадонит, монтмориллонит.

На диаграмме (рис. 44), составленной на основании экспериментальных данных и наблюдений конкретных природных ассоциаций, видно, что существует температурная зональность: гидратированное стекло → монтмориллонит + кристобалит → монтмориллонит + клиноптилолит → клиноптилолит + селадонит → морденит + клиноптилолит + селадонит → адуляр + кристобалит.

В условия гидротермальной системы стекло является неустойчивым и в конечном счете превращается в одну из перечисленных ассоциаций. Но если вулканическое стекло образует крупные массы, то процесс изменения может быть растянут на длительное время. По аналогии с современными гидротермальными системами, которые могут существовать несколько сотен лет, можно предположить, что гидратация стекла и его последующее замещение могут происходить в течение 100–300 лет и более.

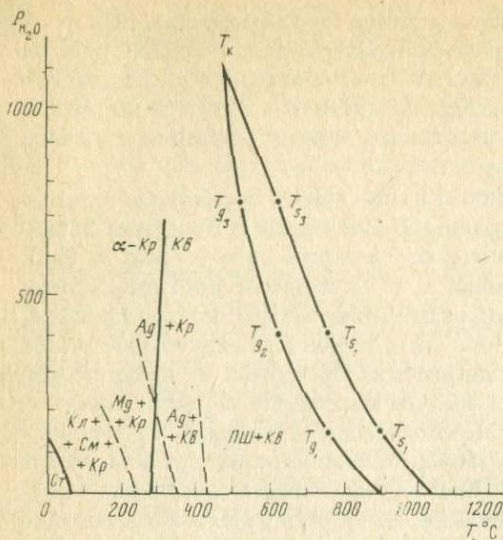


Рис. 44.  $P$ - $T$ -диаграмма фазовых превращений в системе стекло-вода

$T_k$  – критическая точка для стекла;  $T_{g1}$ ,  $T_{g2}$ ,  $T_{g3}$  – температуры перехода пластичного стекла в твердое состояние;  $T_{s1}$ ,  $T_{s2}$ ,  $T_{s3}$  – температуры солидуса при разных  $P_{H_2O}$ ;  $Kв$  – кварц,  $\alpha$ - $Kp$  – кристобалит;  $Кл$  – клиноптилолит,  $Mg$  – морденит,  $См$  – смектит,  $Ад$  – адуляр;  $Пш$  – полевой шпат

При этом температура варьирует от 50–60 до 300–320°C. Давление водяного пара, скорее всего, составляет несколько бар. При наличии экрана давление в гидротермальной системе может достигнуть 0,1–0,2 кбар и условия природного синтеза приблизятся к тем, которые нами наблюдались в эксперименте. Граница между перлитом и цеолитовым агрегатом является условной и зависит от времени взаимодействия стекла с водой или гидротермальным раствором. При сравнительно кратковременном взаимодействии она сдвигается вправо, в сторону более высоких температур. Со временем при постоянной температуре эта граница все более и более сдвигается влево и при длительном взаимодействии перлита с раствором может исчезнуть совсем. При этом стекло полностью превращается в глинисто-цеолитовый агрегат.

Процесс гидратации обсидиана был воспроизведен экспериментально<sup>1</sup>. Опыты проводились в экзоклаве при давлении 0,35 кбар и разных температурах (табл. 26). За 3 сут при 100°C обсидиан поглотил до 1,1 мас. %  $H_2O$ , при 200° – 4,0 мас. %  $H_2O$ . Из табл. 26 видно, что при взаимодействии воды с обсидианом в раствор переходит алюминий, кремний и щелочи. Это говорит о разрыве ковалентных связей  $Si-O$ ,  $Al-O$  и разрушение алюмокремнекислотного каркаса, выделение ионов-модификаторов типа  $Na$  и  $K$ . Ранее [107] был сделан вывод о том, что реакция выделения  $Al$  и  $Si$  подчиняется линейному закону  $Q = Q_i + k_i t$ , а реакция выделения щелочей – параболическому  $Q_p = Q_p^0 + k_p^{1/2} t$ , где  $Q$  и  $Q_p$  (в мол · см<sup>-2</sup>) – масса вещества, перемещенная за время  $t$ , сек;  $Q_i^0$  и  $Q_p^0$  – масса за бесконечно малый отрезок времени;  $k_i$  и  $k_p$  – линейная и параболическая константы скорости соответственно.

<sup>1</sup> Работа проведена при участии Н.А. Козырина и М.А. Араповой.



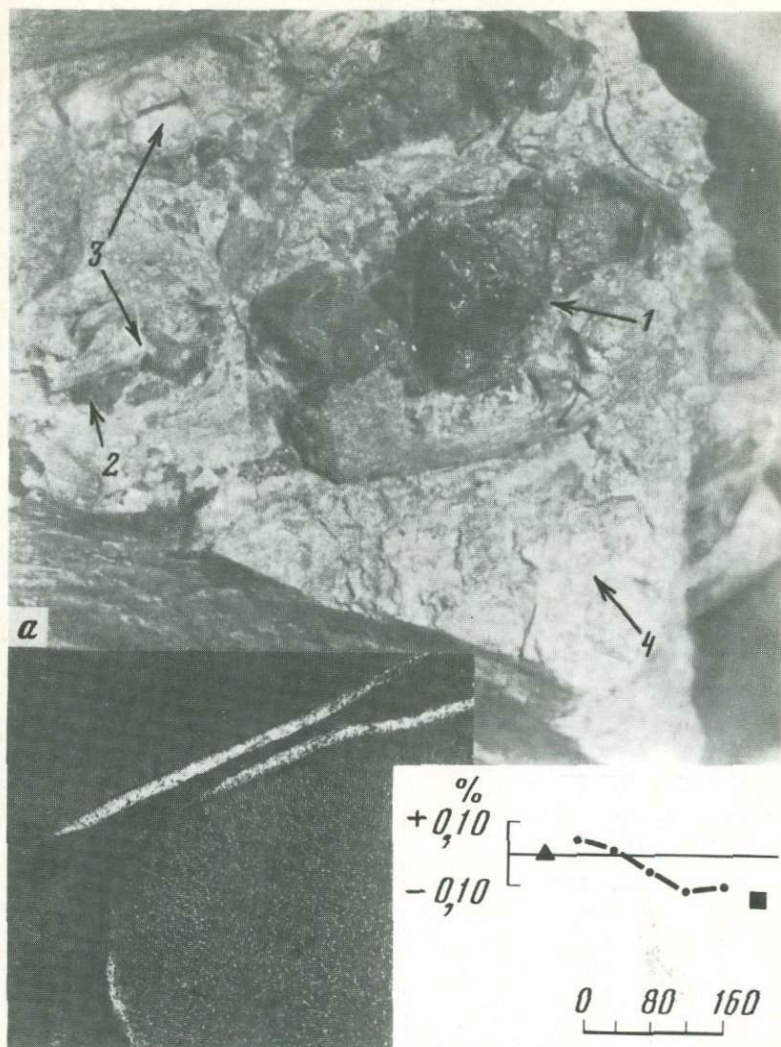


Таблица 1. Гидратация включений обсидиана (темное) и превращение его в перлит; образец взят из нижней части Арагацкого потока, Артени, Республика Армения

*a* – различные стадии гидратации обсидиана, натур. вел.: 1 – обсидиан, 2 – гидратированный обсидиан, 3 – перлит, образовавшийся по обсидиану, 4 – относительно слабопористый перлит; *b* – тонкая каемка гидратированного обсидиана, окружающего ядро неизмененного обсидиана, увел. 10, николи скрещены; *в* – изменение содержания натрия на контакте пары перлит–обсидиан, разрез через гидратационную каемку, гидратация сопровождается уменьшением количества Na на 0,1 мас. %

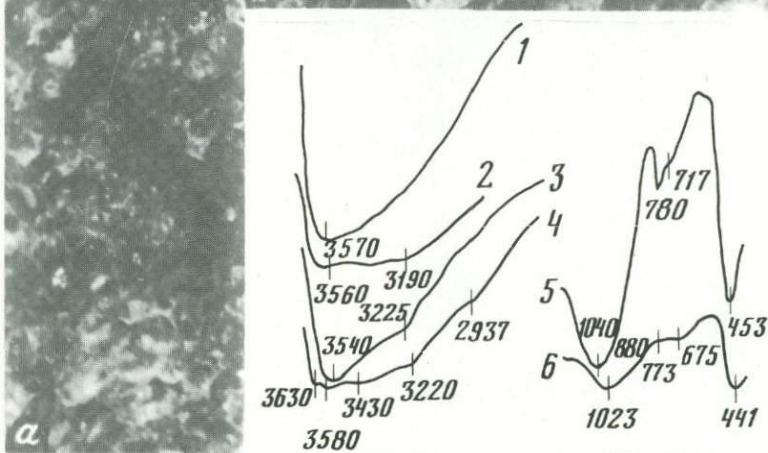
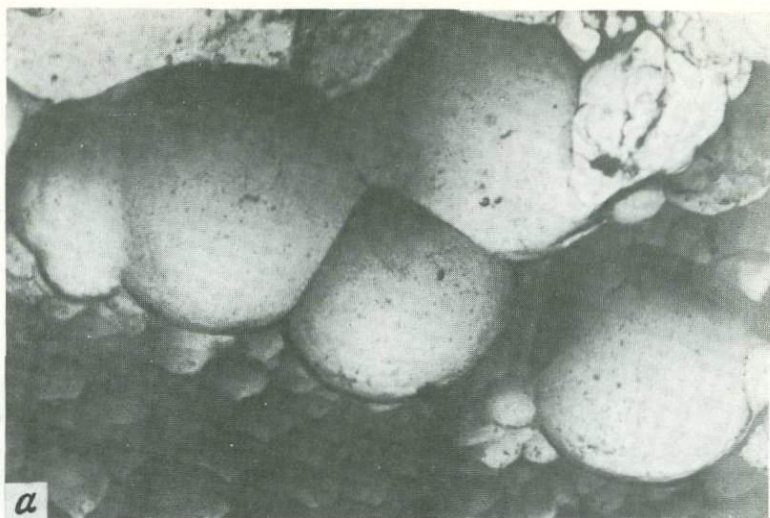


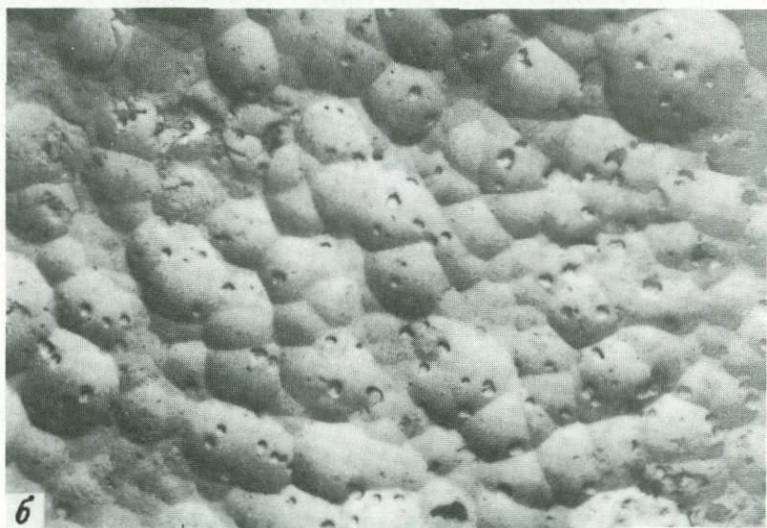
Таблица II. Реликты обсидиана в перлите, мареканит серой окраски; Охотское месторождение

*а* – шарики серого перлита со скорлуповатой отдельностью; в центре шарика содержатся реликтовые выделения обсидиана, натур. вел.; *б* – инфракрасные спектры обсидиана и перлита: в обсидиане (спектры 1, 3) резко преобладает гидроксил, гидратация сопровождается увеличением интенсивности полос, характеризующих молекулярную воду (спектры 2, 4); спектры 5, 6 характеризуют область 400–1100 см<sup>-1</sup>; 5 – обсидианы; 6 – перлит





*a*



*б*

Таблица III. Электронно-микроскопические снимки двух разновидностей перлитовых стекол, контактирующих в пределах одного образца; Чугуевское месторождение, Приморский край; угольная реплика, травление производилось 50%-ной HF в течение 20 мин, увел. 6000

*a* – центральная часть перлитовой "луковицы" размер ядра 0,1 мм; *б* – периферическая зона перлитовой "луковицы"; после травления стекло имеет мелкоглобулярную структуру в отличие от ядра, имеющего крупноглобулярную структуру

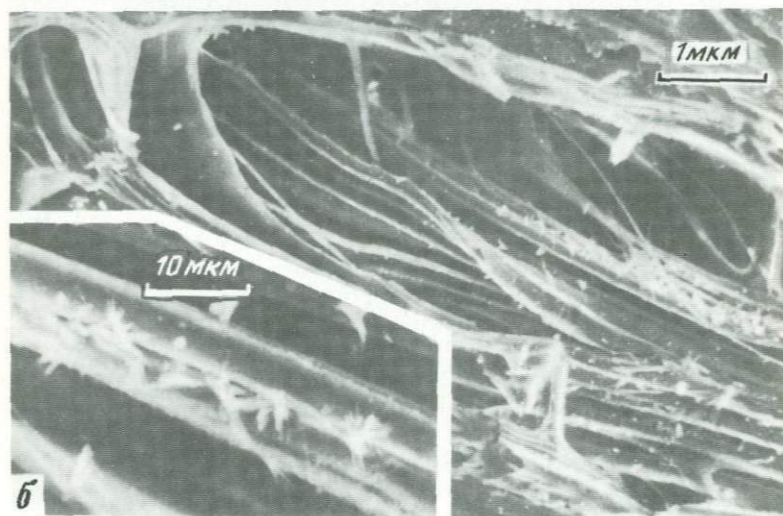
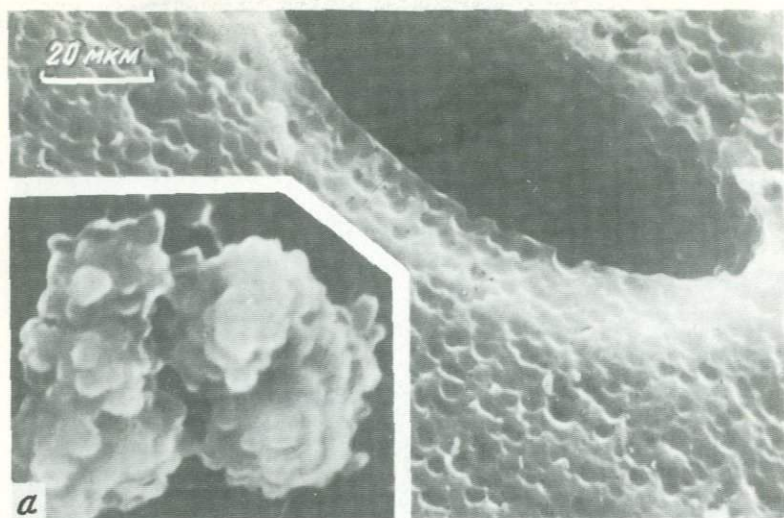


Таблица IV. Вторичные минералы в перлите

*а* – глобулярный галлаузит Параванское месторождение; (выделения глобулярного галлаузита расположены в вакуолях, снято в растровом электронном микроскопе); *б* – целлит под электронным микроскопом на стенках пор (Арагацкое месторождение)





*a*



*б*

Таблица V. Изменение перлита при гидратации

*a* – смектиновый агрегат, выполняет трещинки и замещает стекло, Чугуевское месторождение, увел. 70, без анализатора; *б* – реликтовая зона в глубоко гидратированном перлите, выявлено после обжига при 700°C, целлюлозно-угольная реплика, увел. 6000

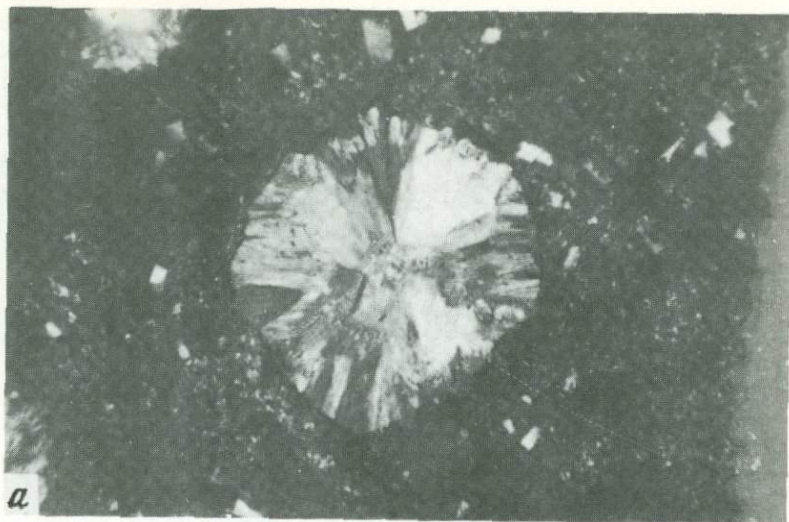


Таблица VI. Сферолиты в стекле

*a* – сферолит I генерации, характерно гранофиговое строение, увел. 100, без анализатора; *б* – сферолит III генерации, характерно тонковолокнистое радиально-лучистое строение, увел. 80, без анализатора



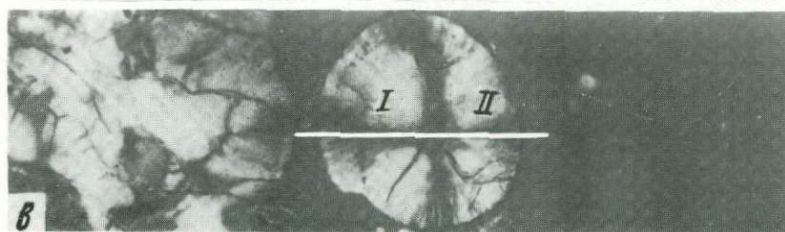
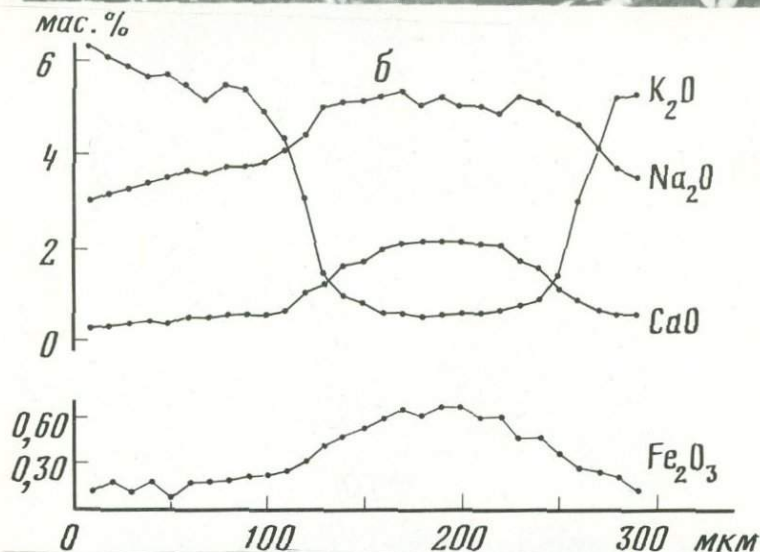
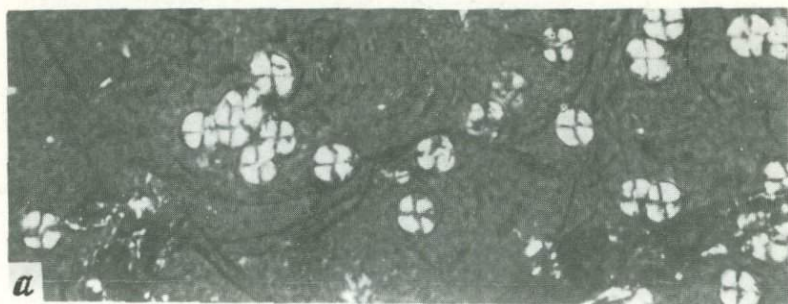


Таблица VII. Сферолиты II генерации, обр. А-33, Арteni

а – под микроскопом видно псевдогомогенное строение, увел. 70, с анализатором; б – распределение компонентов в сферолите от периферии к центру, количественный разрез по диаметру; в – сферолит, использованный для определения компонентного состава, см. позицию "б", с анализатором, увел. 300

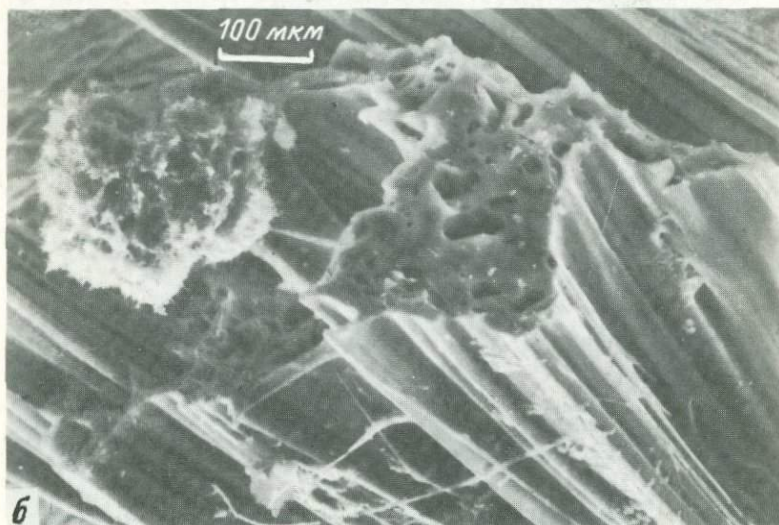


Таблица VIII. Выделения кремнезема в перлите, растровый электронно-микроскопический снимок; Джраберское месторождение, Республика Армения

*а* – сферические тела кремнезема среди стеклянных нитей, образующих перегородки между порами, увел. 150; *б* – приуроченность выделений отдельных агрегатов к концевым участкам полых перегородок



Таблица 26

Зависимость химического состава (в мас. %) остаточных раствора и твердого осадка от температуры ( $P = 0,35$  кбар, время 3 сут)

Окисел	T, °C	Раствор	Остаток	Окисел	T, °C	Раствор	Остаток
SiO <sub>2</sub>	100	0,26	Не опр.	Na <sub>2</sub> O	100	0,4	Не опр.
SiO <sub>2</sub>	200	0,30	То же	Na <sub>2</sub> O	200	0,8	То же
SiO <sub>2</sub>	300	Не опр.	68,80	K <sub>2</sub> O	100	0,08	"
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	100	0,0064	Не опр.	K <sub>2</sub> O	200	0,03	"
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	200	0,014	То же	CaO	300	Не опр.	1,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	300	Не опр.	14,20				

Примечание. В исходном обсидиане (в мас. %) SiO<sub>2</sub> – 75,56, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13,24, CaO – 0,74, Na<sub>2</sub>O – 4,28, K<sub>2</sub>O – 4,52.

Вынос катионов сопровождается диффузией в стекло ионов водорода в виде H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>. В результате гидратации в остаточном стекле накапливаются алюминий и кальций.

На диаграммах (см. рис. 45) в координатах RO–H<sub>2</sub>O и R<sub>2</sub>O–H<sub>2</sub>O видно, что в левой части графика четко выделяется группа перлитов сравнительно постоянного катионного состава. Стекла этого типа ранее названы перлитами постоянного состава. Справа от точки, соответствующей содержанию примерно 5 мас. %, располагается поле перлитов, для которого характерны прямая зависимость количества калия, натрия и кальция, а также соотношений этих элементов в зависимости от содержания воды в стекле. В одних разновидностях наиболее интенсивно изменяется содержание калия, в других – натрия. Количество кальция, как правило, возрастает. Судя по нашему эксперименту, возрастание содержания кальция может быть относительным и связано с уменьшением количества других катионов, а также кремнезема. Гетеровалентная диффузия Ca и OH носит более сложный характер и требует особого рассмотрения. При этом, вероятно, необходимо учитывать и баланс зарядов между H<sub>3</sub>O<sup>+</sup> и участвующими в реакции катионами.

Сдвиг во времени между образованием самого стекла и процессом его гидратации может быть весьма значительным. Об этом можно судить на основании данных об абсолютном возрасте кристаллов, присутствующих в стекле, и самого стекла. Разница в возрасте между гидратированным стеклом и кристаллическими агрегатами, ассоциирующими с ним, варьирует от 4 до 20 млн лет (табл. 27).

Для района Правой Хеты нами были исследованы образцы риолитов и перлитов, взятые из различных участков вулканической структуры. Риолит экструзивного купола имеет возраст 84–87 млн лет, перлит из связанной с ним радиальной дайки датируется в 66,3 млн лет. Аналогичная зависимость наблюдается и для более тесной ассоциации риолита и перлита. В частности, образцы из одного вулканического тела сваренного туфа также характеризуются разным возрастом. Риолитовый порфир из верхней зоны потока сваренного туфа имеет возраст 81 млн лет, вулканическое стекло стекловатого игнимбрита из нижней зоны характери-

Таблица 27

Абсолютный возраст гидратированных вулканических стекол  
и ассоциирующих с ними кристаллических образований

Наименование	Местоположение	Содержание		$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/^{40}\text{Ar}_{\text{общ}}$	Возраст, млн лет
		К, мас. %	радиоге- нный Аг, нг/г		
Риолит	Центральная часть структуры, р. Правая Хета	3,78±0,04	20,7±0,6	64/77	84±3
Перлит	Дайка, р. Правая Хета	2,28±0,03	10,7±0,4	43/55	66,3±3
Риолитовый порфир	Верхняя зона потока, р. Монгке	3,4±0,04	19±0,6	30/43	81±4
Стекловатый игнимбрит	Нижняя зона потока, там же	2,47±0,03	11,1±0,5	32/34	65±3
Биотит, вкрапленник в перлите	Участок Уголь- ный, Белогорская группа месторож- дений	6,70±0,07	19,2±0,6	49/50	40,0±3
Перлит, основная масса	Там же	4,98±0,05	11,0±0,5	7/55	32±3
Обсидианоподоб- ное стекло	р. Марекан, Охотское месторождение	3,65±0,04	13,5±0,5	23/23	53±3
Перлит цементирующей массы	Там же	3,87±0,04	12,1±0,5	35/42	45±3

зуется возрастом 65 млн лет. Еще более четкая закономерность харак-  
терна для более молодых вулканических образований Белогорской каль-  
деры и Охотского месторождения. Вкрапленник биотита из перлита  
обнаруживает возраст в 40 млн лет, а перлит основной массы имеет воз-  
раст в 32 млн лет.

Таким образом, из табл. 27 следует, что после образования вулкани-  
ческого стекла имел место процесс, с которым связаны потеря радио-  
генного калия и аргона. Потеря калия могла произойти при реакции  
 $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{K}$  во время гидратации вулканического стекла. Рассмотренные  
факты позволяют сделать однозначный вывод о вторичном наложенном  
характере гидратации.

**Минералы вторичной гидратации.** С вторично гидратированными стек-  
лами ассоциируют характерные минералы – смектиты, цеолиты и др. Их  
взаимоотношения со стеклом позволяют сделать вывод о том, что  
минералообразование происходит на определенном этапе гидратации и как  
бы является завершающим актом в этом явлении.

**С м е к т и т ы.** Смектиты в измененных стеклах пользуются чрезвы-  
чайно широким распространением. Они отмечены среди глубоко гидрати-  
рованных перлитов Забайкалья [27, 40], Северо-Востока нашей страны  
[44], Камчатки [65], Приморского края, Хабаровского края и Амурской



Таблица 28

Химический состав (в мас. %) смектитов и измененных пород

Оксид	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	54,12	56,6	55,61	50,39	67,30
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,24	0,85	1,50	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,94	17,49	15,06	15,79	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	1,76	2,26	6,82	1,51
FeO	0,21	0,28	0,14	0,73	
MnO	0,14	1,32	0,085	0,068	Не опр.
MgO	1,79	2,00	5,64	4,54	1,53
CaO	1,80	1,53	2,22	2,67	1,41
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,73	0,75	0,81	2,97
K <sub>2</sub> O	0,057	0,14	0,56	1,42	4,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,95	4,34	5,12	6,37	5,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	12,08	13,01	11,09	8,28	
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14
CO <sub>2</sub>	То же	То же	0,14	0,37	Не опр.
Сумма	99,62	99,44	99,71	100,09	100,06

1 – бледно-розовая монтмориллонитовая глина, обр. 0-165, Охотское месторождение; 2 – ярко-розовая монтмориллонитовая глина, обр. 0-195, Охотское месторождение; 3 – белая монтмориллонитовая глина из основания потока риолита, обр. Б-62-6А; 4 – красная монтмориллонитовая глина обр. Б-62-7А; 5 – аргиллизированный перлит с реликтами пемзовидной текстуры, обр. Б-11-п. 3-5 – Белогорская группа месторождений.

области [57], Закавказья [50]. Наиболее часто смектиты представлены монтмориллонитом. Начальный этап аргиллизации связан с развитием монтмориллонита по трещинам, постепенно площадь развития этих минералов расширяется и глинистый минерал замещает стекло полностью (табл. V). Рассмотрим более подробно минералогию смектитов на примере измененных вулканических стекол Охотского и Колчанского месторождений в Хабаровском крае.

Смектиты, а также смешанно-слоистые минералы типа слюда-смектит широко развиты на Охотском и Колчанском месторождениях Хабаровского края. Для первого месторождения характерно присутствие монтмориллонита белого или бледно-розового цвета, обычно на границе с риолитами. Монтмориллонит образует тонкие (до 3–5 мм) прожилки вдоль трещин или выполняет в перлите линзовидные пустоты размером 0,3–0,8 мм. Реже он образует небольшие линзовидные тела мощностью до 2 м. Характерно, что пемзовидные агломератовые туфы на месторождении очень слабо аргиллизированы. На Охотском месторождении развиты существенно Са-Мг смектиты с незначительным количеством Na (табл. 28). Для них определен базальный рефлекс ( $d_{001}$  13,56 Å), который при насыщении глицерином сдвигается к 18,6 Å, а при прокаливании (550°C) уменьшается до 9,6 Å. На кривой ДТА для смектитов отмечены три эндотермических эффекта с максимумами: первый 160°C с плечом 200–220°C, второй с максимумом 710°C и третий – 925°C. Иногда в глинистой массе содержится примесь каолинита, фиксируемого на рентге-



нограмме появлением рефлекса  $7 \text{ \AA}$  и экзотермического эффекта на кривой ДТА около  $1000^\circ\text{C}$ , а также уменьшением параметра  $b$  до  $8,97 \text{ \AA}$ . На ИК-спектрах смектитов Охотского месторождения наблюдаются полосы  $1102, 912$  и  $527 \text{ см}^{-1}$ . Две последние обнаружены на спектрах пемзовидных перлитов. Вероятно, присутствие смешанно-слоистого минерала группы слюда-смектит. Последнее предположение основано на появлении рефлекса  $18,25 \text{ \AA}$  на дифрактограмме и наличии характерного набора эндотермических эффектов на кривой ДТА:  $100; 525; 905^\circ\text{C}$ . Смектиты Охотского месторождения имеют, по-видимому, гидротермальный генезис, в пользу чего говорит как их взаимоотношение с вмещающими породами, так и аномально высокое содержание  $\text{Mn}$  в розовых разновидностях.

На Колчанском месторождении и ряде проявлений перлита Белогорской группы развиты как смектиты, так и смешанно-слоистые минералы типа слюда-смектит.

Монтмориллонит замещает белый пемзовидный перлит в основании, реже кровле потока риолитов или риодацитов. В отличие от Охотского месторождения перлиты проявлений Белогорской группы являются более щелочными ( $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} > 8,1\%$ ), что отразилось на составе смектитов, более высоком содержании  $\text{K}$  и в более широком развитии смешанно-слоистых минералов. В основании потока процесс аргиллизации захватывает и подстилающие базальты, по которым образуются не белые, а красно-коричневые глины с высоким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (см. табл. 28). Смектиты являются преимущественно  $\text{Mg}$  и обладают характерным набором базальных рефлексов на дифрактограмме ( $d_{001} = 14,2\text{--}16,7 \text{ \AA}_{\text{исх.}}$ ;  $17,2\text{--}17,7 \text{ \AA}$  после насыщения глицерином;  $9,55 \text{ \AA}$  после прокаливании при  $550^\circ\text{C}$ ). На кривой ДТА наблюдаются три эндотермических эффекта с максимумами: в области  $125\text{--}150^\circ\text{C}$  с плечом  $195\text{--}215^\circ\text{C}$ ;  $650\text{--}705^\circ\text{C}$  и  $870\text{--}910^\circ\text{C}$ .

Смешанно-слоистые минералы образуются по пемзовидным перлитам, цементирующей пористой массе брекчиевидных перлитов краевых частей потоков, а также подстилающих и перекрывающих эти потоки туфам, состоящим главным образом из обломков измененных пемзовидных перлитов. Обычно в одном образце встречаются одновременно смектиты и смешанно-слоистый минерал типа слюда-смектит. Для обеих разновидностей характерно преобладание  $\text{Mg}$  над  $\text{Ca}$ . Получены следующие рефлексы ( $d_{001} = 14,55\text{--}14,75 \text{ \AA}$  для исходного образца; двойной рефлекс  $16,9\text{--}17,9 \text{ \AA}$  и  $17,7\text{--}23,2 \text{ \AA}$  для насыщенного глицерином и  $10,0 \text{ \AA}$  для прокаленного при  $550^\circ\text{C}$ ). На кривой ДТА для них отмечают эндотермические эффекты с максимумами:  $120\text{--}160^\circ\text{C}$  с плечом  $220\text{--}265^\circ\text{C}$ ;  $650\text{--}690^\circ\text{C}$  и  $870\text{--}930^\circ\text{C}$ , а также экзотермический эффект с максимумом  $930\text{--}970^\circ\text{C}$ . Для минералов типа слюда-смектит отмечается более высокое значение параметра  $b$  ( $9,00 \text{ \AA}$ ) по сравнению таковым для смектита ( $8,98 \text{ \AA}$ ). Чередование слоев в смешанно-слоистых минералах типа слюда-смектит неупорядоченное с преобладанием смектитовых слоев. Аргиллизация сопровождается увеличением содержания  $\text{Mg}$  и  $\text{Ca}$  и уменьшением  $\text{K}$  и особенно  $\text{Na}$ . Иногда в верхних частях разреза по пемзовидным перлитам образуется ректорит (?), для которого характерны базальный рефлекс  $19,6\text{--}26 \text{ \AA}$  для исходного образца и один эндотермический эффект в



интервале 500–700°C (максимум 530–540°C). Вместе с ним отмечается и каолинит, фиксируемый по появлению рефлекса 7 Å. На некоторых участках наблюдается образование смектитов и смешанно-слоистых образований слюда–смектит со следующими значениями базальных рефлексов (001): от 13,8 Å (Na-смектит) до 15,8 Å (Mg-смектит), что связано, вероятно, с различиями состава исходных пород.

Образование смектитов связано с разрушением структуры стекла и переходом перлита в метакolloидное состояние. Однако, возможно, некоторые группировки, главным образом алюмокремнекислородные, могут участвовать в образовании слоистых силикатов, подобных смектитам. Большинство известных в мире месторождений бентонитов связано с разложением вулканических стекол, главным образом витрокластических туфов.

**Клиноптилолит.** С вулканическими стеклами, и в частности с их витрокластическими аналогами, весьма тесно связаны минералы из группы высококремнистых цеолитов, такие, как клиноптилолит, морденит, гейландит и др. Но наиболее тесную связь со стеклом обнаруживают клиноптилолит и морденит. В отличие от других высококремнистых цеолитов клиноптилолит обладает способностью образовывать зародышевые агрегаты в массивном стекле. Он или проявляется в виде точечных выделений размером до десятых долей микрона, или образует плохо индивидуализированные ватоподобные агрегаты, или инкрустирует стенки пустот, образуя правильные столбчатые кристаллы. Содержание  $\text{SiO}_2$  в клиноптилолитах варьирует от 67–68 до 69 и даже 70 мас. %. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  порядка 13–15 мас. %. Но особенно сильно варьирует содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ . Обычно выдерживается отношение  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Ca}$  больше 1. В клиноптилолитах из различных месторождений наблюдается довольно широкое колебание параметров элементарной ячейки:  $a_0 = 15,99\text{--}17,22$ ;  $b_0 = 17,90\text{--}18,87$  и  $c_0 = 7,243\text{--}7,40$  Å,  $\beta = 91,5\text{--}114^\circ$ . Было установлено, что при нагревании наиболее сильно изменяется параметр  $b_0$ . Вероятно, наблюдается изменение расстояния между слоями, состоящими из шестичленных колец [84]. По современным представлениям решетка клиноптилолита состоит из шестичленных колец, в вершинах которых находятся тетраэдры  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Кольца располагаются в плоскостях, перпендикулярных  $b$  на расстоянии  $b/2$ . При этом создается каркас, пронизанный каналами, образованными шестичленными кольцами в направлении, параллельном "с". Внутри колец расположены атомы К, Na и Ca. Катионы, вероятно, занимают пространство вблизи атомов Al. Непосредственно в центре каналов расположены молекулы воды. Часть воды тесно связана с катионами, образуя вокруг них гидратные оболочки. Молекулы воды и катионы могут свободно перемещаться в полостях каналов.

**Морденит.** По степени распространенности среди измененных вулканических стекол морденит занимает второе место после клиноптилолита. Морденит характеризуется соотношением  $(\text{Ca} + \text{Na})/\text{K}$  больше 1. Встречается как существенно кальциевые, так и натриевые разновидности. Морденит образует в стекле несколько структурных разновидностей: а) замещает стекло вдоль микроскопических трещин глав-



ным образом перлитового типа; б) замещает стекло в ядрах "луковицепоподобных" структур; в) выполняет крупные полости и крупные трещины. Иногда агрегаты морденита практически не индивидуализированы и при повороте столика микроскопа гаснут как единое целое;  $N$  агрегата 1,481–1,482. Если агрегат морденита более раскристаллизован, то в нем выделяются отдельные игольчатые кристаллы цеолита. Причем кристаллизация наиболее четко проявляется вдоль трещинок, сходящихся к центру ядра и напоминающих трещины "усыхания" в такырах или трещинах дегидратации в стареющих коллоидных системах. Морденит также может образовывать отчетливые игольчатые и волокнистые кристаллы, растущие от центра пустот и трещин к их центру. На дифрактограммах морденит идентифицируется по отражениям  $d = 13-13,52; 6,57; 6,01; 3,98 \text{ \AA}$ .

По данным Р. Мейера [84], тетраэдры Al, SiO<sub>4</sub> алюмосиликатного каркаса объединяются в пятичленные кольца, ориентированные вдоль оси  $c$ . Параллельно оси  $c$  располагается цилиндрический канал диаметром 6,7  $\text{\AA}$ . Кроме каналов большого диаметра, существуют каналы диаметром 2,8  $\text{\AA}$ , расположенные вдоль оси  $b$ . Предполагается, что ионы натрия расположены в каналах малого диаметра, а ион кальция с основным количеством воды расположен в канале большого диаметра.

**С е л а д о н и т.** Этот минерал постоянно встречается в вулканическом стекле в ассоциации с цеолитами, главным образом клиноптилолитом и морденитом. Как правило, он выполняет трещинки перлитовой отдельности. Встречаются также сферолитоподобные агрегаты, равномерно рассеянные по всей массе породы. Химический состав селадонита (в мас. %): SiO<sub>2</sub> – 51,2; TiO<sub>2</sub> – 1,1; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 18,01; FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10,10, MnO – 0,76, MgO – 0,79, CaO – 0,30, Na<sub>2</sub>O – 0,15, K<sub>2</sub>O – 5,44, H<sub>2</sub>O<sup>±</sup> – 12,14. Сумма 99,99. В шлифе минерал имеет характерную зеленую окраску.

**Г а л л у а з и т.** Для перлитов и вулканических стекол вообще весьма характерным вторичным минералом является глобулярный галлуазит. Глобулярный галлуазит встречен в перлитах Джраберского экструзива, Параванского месторождения перлита, экструзивного купола Кечалдаг и в других районах. Характерно, что галлуазит выполняет ямки естественного травления на поверхности перлита. Диаметр глобулей порядка 0,008–0,01 мкм. Параметры элементарной ячейки глобулярного галлуазита:  $a_0 = 5,14; b_0 = 8,9; d_{001} = 7,35 \text{ \AA}$ . Сравнительно большая величина базального отражения по сравнению с каолинитом объясняется более высокой степенью гидратации галлуазита.

### *Минералообразование в стеклах*

Общепринятой является точка зрения о том, что стеклообразное вещество имеет по сравнению с кристаллическим веществом избыток свободной энергии. Поэтому стеклообразное состояние называют неустойчивым, или метастабильным. Превращение стекол в минеральный агрегат может происходить в различных условиях: при высоких температурах в стадию охлаждения, при средних и низких температурах в стадию гидротермального изменения и выветривания. Специфика минералооб-



разования зависит не только от состава стекла, но главным образом от его структуры. В стекле имеются молекулярные группировки, которые при переходе стекла в минеральный агрегат, т.е. в стабильное состояние, играют роль готовых структурных единиц для каркаса вновь образующихся алюмосиликатов.

Превращение в стекле происходит при меньших затратах энергии по сравнению с затратами энергии при превращении в кристаллах. Вместе с тем под влиянием времени в стекле могут протекать релаксационные процессы, которые способствуют сохранению стекла в течение сотен миллионов лет.

**Девитрификация.** Девитрификацией принято называть процесс кристаллизации стекла. Петрографами этот термин заимствован из терминов технического стеклоделия. К продуктам девитрификации относятся кристаллы или кристаллические агрегаты, которые образуются в "стекломассе" во время ее закалки, т.е. при высоких температурах. Обычно агрегаты имеют сферолитовое строение.

По мере понижения температуры кислая лава кристаллизуется с образованием следующих фаз: пироксен, плагиоклаз, биотит, щелочной полевой шпат + кварц. При резком понижении температуры соответственно резко возрастает вязкость системы. Детальный петрографический анализ показал, что последовательность кристаллизации фаз при этом остается такой же, как при нормальной кристаллизации. Первым кристаллизуется пироксен, затем плагиоклаз. Биотит также кристаллизуется, но его кристаллизация носит локальный характер. Он образует лейсты, иногда длиной до 1 мм, ориентированные вдоль линейных зон, обогащенных водой. Наиболее поздним образованием является ассоциация кварц + щелочной полевой шпат. Характерно, что в условиях высокой вязкости системы  $\text{SiO}_2$  выделяется в виде кристобалита, для образования решетки которого требуется затратить меньшее количество энергии кристаллизации, чем для образования решетки кварца. Кристобалит может рассматриваться как метастабильная фаза при условии, что если охлаждение системы происходит достаточно медленно, то возможен переход кристобалита в кварц.

**Цеолитизация.** При характеристике процесса цеолитизации, т.е. образования клиноптилолита и морденита по вулканическому стеклу, необходимо учитывать химические и кристаллохимические особенности стекол.

Из рис. 44 видно, что некоторые изученные нами разновидности перлитов по химическому составу попадают в поле цеолитов или располагаются вблизи границы цеолит-перлит, т.е. имеется в виду перлит, подобный обр. 590. Между полем перлитов, химически идентичных цеолитам, и полем перлитов с постоянным химическим составом располагается поле глубоко гидратизированных перлитов с переменным составом катионов. Таким образом, можно выделить область существования стекол, которые по химическому составу являются цеолитом. Остается только поместить этот образец в зону повышенных температур и начнется процесс цеолитообразования.

Как было нами показано, при гидратации происходит разрыв связей  $\text{Si-O}$  и образование полуизолированных групп  $\text{Al}$ ,  $\text{SiO}_4$  и  $\text{SiO}_4$ , которые обладают некоторой минимальной подвижностью, однако для того, чтобы

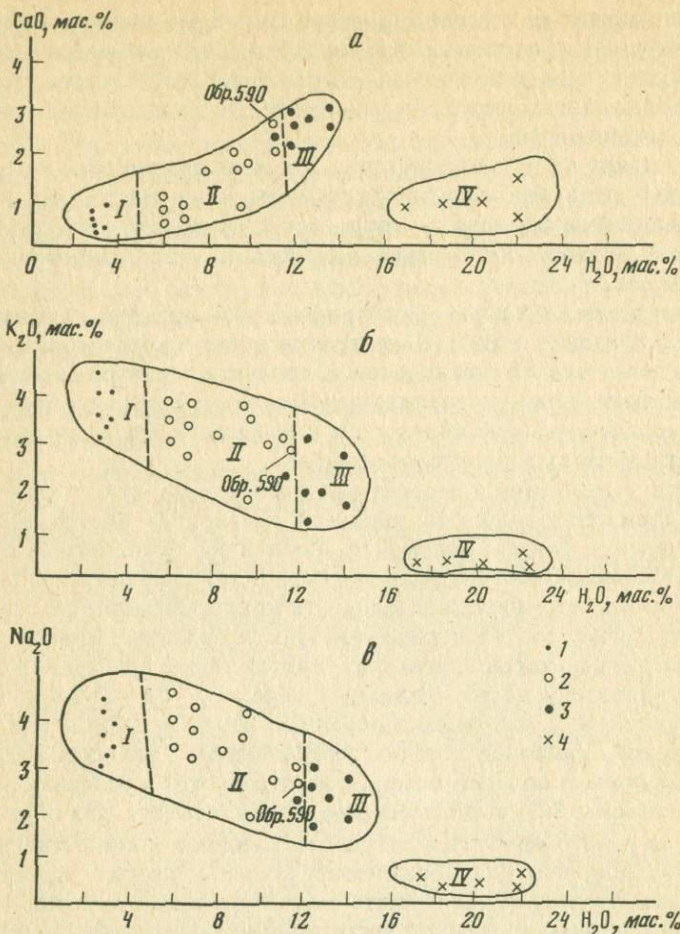


Рис. 45. Соотношение в перлите между водой и катионами

а – Са; б – К, в – Na (составил Ю.А. Нистратов); 1 – перлиты постоянного состава; 2 – перлиты с переменным составом катионов, 3 – цеолиты (клиноптилолит, морденит); 4 – смектит; I–IV – области существования фаз: I – перлитов постоянного состава, II – перлитов переменного состава, III – цеолитов, IV – смектитов

они пришли в движение, необходим небольшой толчок, в качестве которого и можно рассматривать повышение температуры системы.

Вторая важная особенность, которую необходимо учитывать при рассмотрении особенностей цеолитообразования, – строение самого стекла. Ранее было показано, что в стекле имеются тончайшие вакуоли, в которых концентрируются молекулы воды, образующие гидратные группировки вокруг катионов Са, К, Na. Вакуоли не являются замкнутыми, но, наоборот, образуют систему сообщающихся каналов. Однако при нагревании выделяющиеся молекулы воды способны запирать узкие части этих каналов, создавая своеобразные пробки. В стекле возникает система микроавтоклавов, в которых развивается некоторое давление водяного



пара. В результате молекулярная группировка  $R^{+2}-nH_2O$  или  $R^{+2}-nH_2O$  будет являться центром, или затравкой, вокруг которой начинается кристаллизация цеолита. Для этого в стекле имеются готовые структурные элементы, из которых в результате их незначительного перемещения или даже изменения угла наклона возможно "строительство" решетки цеолита (рис. 45). Подобный механизм легко объясняет так называемую точечную цеолитизацию стекла, при которой под микроскопом наблюдаются микроскопические выделения клиноптилолита или морденита, практически равномерно рассеянного по всему объему перлитовой массы. Предложенный механизм "работает" только в условиях максимального насыщения системы водой, что обусловлено интенсивной гидратацией стекла. Строение цеолитовых агрегатов может быть и более сложным: периферия обломков перлита или перлитовых ядер состоит из тонкозернистых, практически не индивидуализированных агрегатов цеолита, в то же время как центральные части рассматриваемых образований представлены сравнительно хорошо раскристаллизованным цеолитовым агрегатом. При этом можно говорить о более крупных природных автоклавах размером до 1–2 мм в поперечнике. Стенками автоклавов являются тонкозернистые агрегаты цеолитов, которые сверху обычно покрыты корочкой монтмориллонита, создающего непроницаемую оболочку. В центре этого автоклава стекло превращается в своеобразный алюмокремнеземистый гель [12]. Таким образом, мы наблюдаем два процесса: кристаллизацию твердого стекла и кристаллизацию геля.

В условиях эксперимента процесс цеолитообразования может существенно отличаться от природного цеолитообразования. Для синтеза цеолитов обычно используется раствор NaOH различной концентрации от 0,1 до 1 н. Синтез ведется при повышенной температуре – от 100 до 200°C. Причем первым образуется филлипсит, затем клиноптилолит, далее анальцит и альбит. Наличие стадийности в минералообразовании объясняется инконгруэнтным растворением стекла в растворе щелочи. Равновесие достигается только после того, как все стекло шихты полностью перейдет в раствор и произойдет полная гомогенизация последнего. Таким образом, в условиях эксперимента наблюдается последовательное изменение рН среды. Каждая ассоциация минералов соответствует определенной концентрации раствора и составу растворенного в нем силикатного вещества. При высокой щелочности раствора конечным продуктом данной реакции должен быть гидронефелин, который в природе практически не встречается.

Природные цеолиты в геологической обстановке насыщения водой существуют сколь угодно длительное время порядка 200–300 млн лет. Многочисленные признаки подтверждают о том, что цеолиты образовались за счет вулканического стекла. Для того чтобы из этих цеолитов образовался полевой шпат, содержащие их вулканогенно-осадочные породы должны быть подвергнуты метаморфизму, хотя бы при относительно небольших температурах – порядка 250–300°C. В результате метаморфизма происходит дегидратация цеолитов и образование безводных ассоциаций с участием щелочного полевого шпата и кварца. Поэтому перенесение результатов эксперимента на природные объекты является не совсем корректным.



ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕРЛИТА  
В ПРОМЫШЛЕННОСТИ<sup>1</sup>

Впервые в промышленности перлит начал использоваться в 1940 г. Одной из наиболее характерных особенностей этого полезного ископаемого является возможность комплексного применения в промышленности. Первоначально он использовался как легкий строительный материал, обладающий высокими теплоизоляционными свойствами. Затем он начал заменять некоторые виды фильтровальных материалов, традиционно изготавливаемых на основе трепелов и диатомитов, а также применяться в керамической и стекольной промышленности как заменитель полевошпатового сырья. В настоящее время перлит с успехом применяется более чем в двадцати отраслях современной индустрии. Характерно, что из года в год объемы его промышленного применения возрастают.

Как ясно из предыдущего, месторождения перлита в нашей стране сконцентрированы главным образом вдоль южных и восточных окраин. Поскольку это полезное ископаемое в основном применяется после термической обработки, благодаря которой его объем увеличивается в 10–20 раз, перевозки перлитовой породы на расстояние до 2,5–3 тыс. км оказываются экономически выгодными. Перлит менее энергоемок по сравнению с другими традиционными полезными ископаемыми, из которых получают материал с аналогичными свойствами. Подсчитано, что на производстве 1 м<sup>3</sup> вспученного перлита требуется затратить в 3–5 раз меньше топлива или других видов энергии, чем для производства 1 м<sup>3</sup> керамзита. Благодаря возможности комплексной переработки сырья и широкому диапазону использования возможна организация практически безотходного производства.

**Техническая классификация.** Ранее было отмечено, что термин "перлит" первоначально использовался в петрографии для обозначения кислых вулканических стекол с характерной перлитовой отдельностью. При ударе из такой породы выкалывались шарики с иризирующей поверхностью, внешне напоминающие жемчуг или перл. Вулканические стекла подобного типа обладают способностью вспучиваться при обжиге и превращаться в легкий пористый материал, именуемый вспученным перлитом, или искусственной пемзой. После того как началось широкое промышленное использование перлита, было установлено, что способностью вспучиваться обладают и другие разновидности кислого стекла, не имеющие перлитовой отдельности: пористые, полосчатые, брекчиевые, обломочные и т.д.

<sup>1</sup> В данном разделе использованы работы Л.В. Алексеевой, Н.М. Тимофеевой, А.А. Крупы, М.Т. Седаковой, Н.И. Сергеева.



В настоящее время к перлитовому сырью относят кислое ( $\text{SiO}_2$  68 мас. % и более) вулканическое стекло, содержащее более 1–1,5% химически связанной воды и обладающее способностью вспучиваться при высокотемпературном (800–1200°C) обжиге. В 1982 г. вышел ГОСТ на перлитовое сырье (ГОСТ 25226–82), согласно которому перлитовые вулканические стекла подразделяются на пористые – класс А – и массивные – класс Б.

**Пористые перлиты.** К ним относятся перлиты, пористость которых колеблется от 10–15 до 50–70%. Это желтовато-серые, светло-серые или светло-коричневые породы. Поры размером от 1–2 мкм до 3–8 мм обычно ориентированы и группируются в полосы. Чем выше пористость перлита, тем больше в нем крупных пор. В мелких порах, или вакуолях, размером в микрон обычно присутствуют растворы хлоридов, которые являются своеобразными минерализаторами, влияющими на вязкость стекла при его плавлении. В более крупных порах могут присутствовать минералы-узники, такие, как опал, кристобалит, магнетит, шпинель, серпентин, хризотил, амфибол и др. Количество этих минералов в породе ничтожно и они практически не оказывают влияния на качество сырья.

Насыпная плотность вспученного продукта и количество примесей в сыром перлите определяют качество перлитовой породы. Выделяются три группы, различные по качеству перлитов. К первой группе относятся перлиты, из которых получают вспученный материал с насыпной плотностью менее 90 кг/м<sup>3</sup>, ко второй группе относят вспученный перлит с насыпной плотностью 90–120 кг/м<sup>3</sup>, а к третьей – с насыпной плотностью от 120 до 150 кг/м<sup>3</sup>.

Содержание примесей риолита и обсидиана по массе не должно превышать 5, 7 и 10% соответственно.

В разделе о закономерностях размещения было показано, что пористые перлиты класса А локализируются в областях молодого вулканизма, возраст которого датируется от неогена до раннечетвертичного.

**Массивные перлиты.** К массивным перлитам (класс Б) относятся породы, пористость которых составляет 1–2% и менее. Окраска их может быть черной, зеленой, красновато-коричневой, желто-коричневой и зависит от распространения и валентности железа, наличия минеральных примесей, содержащих элементы-хромофоры, и от некоторых других особенностей состава и строения стекла. В отличие от пористых перлитов во многих разновидностях массивных перлитов отчетливо выражена перлитовая текстура.

Так же как и пористые, массивные перлиты делятся на три группы качества: первая группа характеризуется насыпной плотностью вспученного перлита до 120 кг/м<sup>3</sup>, вторая – от 120 до 300 и третья – от 300 до 500 кг/м<sup>3</sup>. Содержание примесей в перлите не должно превышать 5, 10 и 20% соответственно. Кроме включений инородных пород, для массивных перлитов характерна примесь минеральных агрегатов, которые образуются за счет частичного разложения перлитового стекла и поэтому как бы замещают его. К вторичным минералам относятся цеолиты и глинистые минералы. Как было уже отмечено, цеолиты представлены клиноптилолитом и морденитом, среди глинистых минералов преобладают



сметиты, селадонит, возможна гидрослюда. В зависимости от содержания вторичных минералов среди перлитов могут быть выделены неизменные, сильно-, средне- и слабоизмененные разновидности. К неизменным относятся перлиты, содержание цеолитов и глинистых минералов в которых не превышает 5%, в слабоизмененных оно колеблется от 5 до 10, в средне- и сильноизмененных составляет 10 и 20% соответственно. Минералы, замещающие стекло, по-разному влияют на способность его к вспучиванию. Цеолиты, даже при содержании до 30%, незначительно ухудшают качество перлитового сырья, в то время как монтмориллонит, селадонит и каолинит в количестве до 10–15% резко отрицательно сказываются на технологических свойствах перлита.

**Нетрадиционные разновидности перлитового сырья.** Среди стекловатых пород вулканического происхождения могут быть выделены разновидности, которые по своим петрографическим особенностям не могут быть отнесены к двум основным разновидностям перлитового сырья. Например, рыхлые перлитовые пеплы, переотложенные в водной среде. Подобные породы залегают среди моренных ледниково-озерных отложений. Пеплы состоят из весьма тонких частиц вулканического стекла до 10–100 мкм в поперечнике. При обжиге они вспучиваются так же, как и перлиты пористой текстуры класса А. Особое место в классификации перлитовых пород занимают перлитовые сваренные туфы. Они характеризуются типичной игнимбритовой текстурой. При весьма интенсивном сваривании обломков они приобретают массивный облик. Вспучиваемость их весьма низкая даже при условии, что в стекле отсутствуют инородные включения и примеси.

Особое место среди вспучивающихся разновидностей вулканических стекол занимают обсидианы. Среди них встречаются разновидности, содержащие мельчайшие пузырьки газово-жидких включений, массивные разновидности, брекчиевые, полосчатые. Наиболее высокой вспучиваемостью обладают обсидианы, содержащие газово-жидкие включения, и однородные, прозрачные в тонком слое разновидности. Из обсидианов при обжиге, как правило, получается крупнопористое стекло с низкой прочностью и весьма небольшой насыпной плотностью, порядка 60–150 кг/м<sup>3</sup>.

**Залегание, добыча и использование.** Как уже было показано, перлиты различаются по соотношению подвижной и структурной воды на две группы. Для перлитов первой группы это соотношение составляет 1:3, 1:5. Характерно, что сюда попадают главным образом пористые перлиты. Для перлитов второй группы отношение подвижной и структурной воды составляет 1:1 или 2:1. Возможны также промежуточные варианты. Во вторую группу входят преимущественно массивные перлиты.

Из предыдущего ясно, что пористые и массивные перлиты занимают различное положение в пределах геологических тел: потоков, экструзивных куполов. Характерна также приуроченность их к вполне определенным вулкано-тектоническим структурам.

Пористые перлиты обычно участвуют в строении вулканических тел, для которых характерно резко неравномерное распределение летучих, и в частности воды, по вертикали (см. рис. 42).

По простиранию вулканических тел свойства полезного ископаемого



изменяются незначительно. Однако мощность полезного ископаемого по направлению к источнику (вулканическому центру), как правило, уменьшается. Наиболее распространенной вредной примесью в перлите является обсидиан, количество которого возрастает сверху вниз.

Массивные перлиты характеризуются аномально высоким содержанием воды: от 5 до 6–8%. Вода обычно распределена равномерно по разрезу потока или купола. Характерна также связь массивных перлитов с проявлениями цеолитов. Массивные перлиты, в которых отношение подвижной и структурной воды составляет 1:1 или подвижная вода преобладает, как правило, приурочены к вулкано-тектоническим депрессиям, в которых интенсивно проявилась гидротермальная деятельность. Интенсивно цеолитизированные породы, залегающие в нижней части разреза, обычно постепенно переходят в слабоизмененные и неизменные перлиты.

Производство перлита относительно стабильно, и в течение многих лет наблюдается тенденция последовательного роста производства вспученного перлита, а также появление новых областей его промышленного использования.

Мировая добыча перлита в 1986–1987 гг. достигла 1,8 млн т. Главными производителями перлита являются наша страна и США, где ежегодно соответственно добывается 600 и 530 млн т. Остальные страны в порядке уменьшения добычи перлита распределяются в следующей последовательности: Греция – 190 млн т, Венгрия – 120 млн т, Япония – 83 млн т, Турция – 66 млн т. Далее идут Чехо-Словакия, Италия, Мексика, Австралия, Новая Зеландия, Болгария, Исландия и Ирландия.

В нашей стране перлит добывается на Арагацком и Мухор-Талинском месторождениях. На Арагацком месторождении (Армения) добываются пористые разновидности перлитового сырья. На Мухор-Талинском месторождении добывается массивный, неизменный и цеолитизированный перлит.

В США около 80% перлита добывается на одном из крупнейших в мире месторождений Ноу-Агуа, шт. Нью Мексико. На этом месторождении добываются как массивные, так и пористые разновидности перлитового сырья.

Перлитовые месторождения необходимо эксплуатировать комплексно. На многих месторождениях попутно с перлитом могут добываться подстилающие и вскрышные породы. На месторождении Фогош (Закарпатье) выше перлита залегают каолиновые глины мощностью до 20 м, которые можно использовать в керамике. На Мухор-Талинском месторождении верхняя часть разрабатываемого тела состоит из риолитов, которые могут быть применены для производства стекловаты, облицовочной плитки, в качестве щебня и т.д. В основании потока залегают цеолиты, которые с успехом используются в сельском хозяйстве и цементной промышленности.

Комплексный подход особенно важен при разработке таких уникальных по масштабам и качеству сырья месторождений, как Арагацкое. Перлиты зонального потока (см. рис. 42) необходимо эксплуатировать отдельно. Из плотного перлита после отделения от обсидиана в полувальских условиях был получен вспученный перлитовый песок повышенной проч-



ности, пригодный для использования в строительстве. Аналогичный песок может быть получен из плотных разновидностей перлита, залегающих в основании потока. Пористые и пемзовидные перлиты из верхних зон потока наиболее целесообразно использовать для получения теплоизоляционных материалов и фильтровальных порошков.

Некоторые пористые, наиболее слабовспучивающиеся разновидности могут быть использованы в естественном состоянии как заполнитель в тяжелые бетоны. Обсидиан, который постоянно сопутствует перлиту, а местами образует самостоятельные тела, рекомендуется использовать в стекольной, керамической промышленности и как поделочный камень.

Комплексный подход к разработке месторождений не только поможет уменьшить себестоимость основного продукта – перлита, но и правильно организовать добычные работы, а также избежать образования ненужных отвалов и уменьшить загрязнение окружающей среды отходами производства.

Вспучивание перлита осуществляется путем обжига методом термоудара, в результате которого перлит переходит в пластичное состояние, и за относительно короткое время образуются газовые пузырьки по всему его объему. Температура вспучивания может варьировать от 850 до 1200°С.

Главным агентом вспучивания в перлите является структурная вода. Высокое ее содержание в пористом перлите способствует его высокой вспучиваемости. Из пористых перлитов получают вспученный перлит с насыпной плотностью от 30–40 до 200 кг/м<sup>3</sup>. Дегидратация пористого перлита и удаление структурной воды ухудшают технологические свойства перлита и уменьшают способность к вспучиванию. Вспучивание пористого перлита осуществляется методом термоудара без предварительного обжига, т.е. в одну стадию. При этом, как мы уже отмечали, происходит резкое уменьшение вязкости стекла и переход его в пиропластическое состояние. Выделение газов, главным образом газообразной H<sub>2</sub>O, носит характер взрыва, а стекло при этом вспенивается. Вместе с водой во вспучивании участвуют и другие газы: H<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, однако роль их второстепенная. Следует подчеркнуть, что вода влияет на вязкость расплава, т.е. выступает минерализатором. Минерализаторами, снижающими вязкость стекла при нагревании, служат также рассолы хлоридов, присутствующих в стекле в виде включений.

Вспучивание массивного перлита, содержащего значительное количество подвижной воды, осуществляется в две стадии. Это связано с тем, что при резком нагревании массивного перлита подвижная вода вызывает растрескивание стекла еще до того, как оно размягчилось.

Достижение оптимального количества воды в стекле достигается предварительным обжигом при температуре 300–450°С в течение 10–30 мин. Режим предварительной термической обработки перлита в значительной степени зависит от его химического, петрографического состава и структуры. Как уже было отмечено часть подвижной воды в массивном перлите присутствует в вакуолях, размер которых составляет микроны и ангстремы. В процессе предварительного обжига происходит перераспределение между типами воды, и часть подвижной воды меняет свою позицию и переходит в структурную воду. Следовательно,



предварительный обжиг не только вызывает удаление избыточного количества воды, но и приводит к облагораживанию технологических свойств сырья.

Характерно, что те разновидности перлитового сырья, в которых структурная вода выделяется при наиболее высокой температуре, как правило, вспучиваются с образованием относительно крупного тонкостенного пузырька. Мелкие пузырьки, размер которых определяется микронами, в таких разновидностях практически отсутствуют. При дроблении подобный перлит практически не дает легких всплывающих частиц, что весьма важно для производства фильтровальных порошков. Образованию наиболее прихотливых по форме обломков при вспучивании также способствует тонкий налет на стенках пор такого глинистого минерала, как галлуазит, что характерно для Параванского месторождения перлита (Грузия). Кроме Параванского месторождения высокими фильтровальными свойствами обладают перлиты Арагацкого и Паратунского месторождения, расположенного на Камчатке.

От структурных особенностей сырья в значительной степени зависят области применения вспученного перлита. Из массивных перлитов получают щебень прочностью 0,6–0,8 МПа и песок прочностью 0,1–0,2 МПа с насыпной плотностью 200–400 и 250–450 кг/м<sup>3</sup> соответственно. Строительный песок и щебень также могут быть получены из массивных перлитов Чугуевского месторождения (Приморский край).

Из пористых перлитов до настоящего времени в промышленных масштабах не удалось получить вспученный песок и щебень для строительных целей, так как они имеют весьма низкую прочность и высокое водопоглощение. В результате работ, проведенных в ИГЕМ АН СССР, было установлено, что на прочность вспученного перлита влияет пористость сырья.

Вспученный перлит с насыпной плотностью от 30 до 90 кг/м<sup>3</sup> может быть получен из наиболее пористых перлитов. Из плотных разновидностей перлитов (пористость меньше 20%), залегающих в основании месторождений, были получены песок и щебень более высокой прочности, чем из пористых и пемзовидных перлитов (пористость 50% и более), которые залегают в верхней части месторождения.

Структурно-текстурные особенности сырья также влияют на характер пористости. Из массивных разновидностей получают вспученный перлит, в котором количество закрытых пор значительно выше, чем во вспученном перлите, полученном из разновидностей пористого и пемзовидного сырья.

В зависимости от назначения перлита для вспучивания используют печи различных конструкций. Вспученный перлитовый песок получают в шахтных печах. Для вспучивания щебня используют вращающиеся печи.

Широкое использование вспученного перлита в промышленности основано на трех его главных свойствах: весьма низкой теплопроводности, низком объемном весе и химической инертности.

Одно из главных свойств перлитового заполнителя – его весьма низкая теплопроводность: 0,1–0,3 Вт/м°К. На этом свойстве основано его широкое применение для изготовления материалов низких температур



и в строительстве. Характерно также, что при резком перепаде температур от  $-150$  до  $+150^{\circ}\text{C}$  теплопроводность изменяется от  $0,1-0,02$  до  $0,09$  Вт/м $^{\circ}\text{K}$ . Теплопроводность изменяется тем сильнее, чем выше плотность вспученного перлита. Наименьшей теплопроводностью в обычных условиях обладают фракции с размером зерен от  $0,1$  до  $0,6$  мм. Содержание этой фракции в рядовом перлитовом песке около 50% по массе. Такой песок наиболее пригоден для порошковой теплоизоляции при атмосферном давлении. В условиях вакуума наименьшей теплопроводностью обладает фракция с зернами размером менее  $0,25$  мм.

Объемная плотность является одним из основных показателей, определяющих технические области применения вспученного перлита. Для оценки технических свойств оперируют так называемой насыпной плотностью. Насыпная плотность вспученного перлита — одна из основных его характеристик — зависит главным образом от качества перлитового сырья, его способности к вспучиванию и от режима технологической обработки перлита при вспучивании. Насыпная плотность перлитов отечественных месторождений колеблется от 30 до 600 кг/м $^3$ . Все остальные технические характеристики в значительной степени являются производными.

Основные характеристики получаемого из перлитового сырья — песка и щебня регламентированы ГОСТ 10832-83. Песок в зависимости от насыпной плотности подразделяется на марки: 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400 и 500. По размеру зерен песок делится на фракции (в мм): рядовой — от  $0,16$  до  $5$ , крупный — от  $1,25$  до  $5$ , средний — от  $0,16$  до  $2,5$ , мелкий — от  $0,16$  до  $1,25$  и пудра — менее  $0,16$ . Содержание зерен размерами крупнее и мельче для каждого фракционного интервала не должно быть более 15% по объему.

Щебень в зависимости от насыпной плотности также делят на марки: 200, 250, 300, 400 и 500, а в зависимости от размера зерен на две фракции (в мм): от  $5$  до  $10$  и от  $10$  до  $20$ .

По составу песок и щебень должны быть однородными. В зависимости от однородности выделяются песок и щебень первой и высшей категории. В песке и щебне высшей категории показатель неоднородности по зерновому составу не должен превышать 10%.

При обжиге перлитового сырья Арагацкого месторождения с размером зерен  $0,7-1,2$  мм в результате их растрескивания при быстром нагреве до температуры обжига образуется 30–35% частиц размером менее  $0,25$  мм. Из всех фракций самые крупные поры у зерен перлита размером  $0,6-0,1$  мм.

Поверхность зерен этой фракции имеет наиболее развитую открытую пористость, размер пор достигает  $1/3$  размера зерен, поэтому насыпная плотность этой фракции песка наименьшая. Мелкие фракции вспученного перлитового песка по сравнению с крупными (размер зерен от  $0,1$  до  $1,2$  мм) имеют более высокую плотность. Это объясняется тем, что зерна размером менее  $0,15$  мм образуются в основном при растрескивании и измельчении крупных зерен вспученного перлита. Разрушение в них происходит чаще всего через самые крупные поры, что приводит к уменьшению общей пористости, а это, в свою очередь, — к повышению



насыпной плотности песка. Так, если насыпная плотность рядового перлитового песка, полученного из сырья Арагацкого месторождения, составляет  $70 \text{ кг/м}^3$ , то плотность фракции более  $0,15 \text{ мм}$  –  $55$ , а фракции менее  $0,15 \text{ мм}$  –  $80 \text{ кг/м}^3$ . Для некоторых разновидностей перлита фракции  $1,2$ – $0,6 \text{ мм}$  характерно сравнительно невысокое содержание зерен с крупными сферическими порами. Поэтому с увеличением содержания зерен размером более  $1,2 \text{ мм}$  плотность песка возрастает.

Поскольку от размера исходного зерна зависят физико-химические свойства получаемого перлита, необходимо вспучивать материал с заданной крупностью. Это обеспечивается предварительным измельчением перлитовой породы перед обжигом до частиц требуемых размеров.

В производственных условиях при транспортировке и использовании перлитового песка может увеличиваться его плотность за счет разрушения зерен, в среднем это увеличение насыпной плотности может достигнуть  $25\%$ .

Химическая инертность, или реакционная способность, – весьма важный показатель, влияющий на выбор области его применения. Вспученный перлит довольно устойчив в кислых средах, однако он проявляет заметную активность при взаимодействии с растворами щелочей.

Растворение перлита в щелочных средах усложняется участием в реакции глинозема и щелочей, входящих в состав перлита. Эксперименты показали, что при введении в раствор  $\text{Ca(OH)}_2$  количество растворенного кремнезема несколько уменьшается: вероятно, происходит реакция взаимодействия кремнекислоты с  $\text{Ca(OH)}_2$ . В растворе  $\text{Ca(OH)}_2$  растворение кремнезема и глинозема незначительно.

При взаимодействии стекла вспученного перлита с водой в растворе были зафиксированы ионы  $\text{Na}$  и в меньшей степени  $\text{Ca}$  и  $\text{K}$ . В присутствии воды вулканическое стекло обладает способностью также поглощать  $\text{CaO}$ .

В промышленности перлит применяется как в виде сырой породы, так и в виде вспученного продукта. В Армении пористые разновидности перлита широко используются как естественный заполнитель в бетоны. Добыча перлита для этой цели достигает весьма крупных объемов, порядка  $1 \text{ млн м}^3$ . Маложелезистые разновидности перлита применяются в керамике и стекольной промышленности. Для этой цели в небольшом количестве применяются перлиты Арагацкого месторождения и перлитовые вулканические пеплы Магаданской области.

Главное промышленное использование имеет перлит в виде вспученного продукта или так называемый вспученный перлит. Вспученный перлит используется более чем в  $20$  отраслях промышленности.

Вспученный перлит используется главным образом в строительной индустрии. Одно из основных применений его в строительстве – получение легких бетонов. Вспученный перлит используется для производства теплоизоляционных, конструктивно-теплоизоляционных и конструкционных бетонов. Прочность теплоизоляционных и конструктивно-теплоизоляционных бетонов колеблется от  $15$  до  $50 \text{ кгс/см}^2$  при плотности  $500$  и  $800 \text{ кг/м}^3$  соответственно. Конструкционные бетоны имеют марку  $100$ – $200$  при плотности  $1000$  и  $1200 \text{ кг/м}^3$  соответственно. Наиболее эффективно применение перлитобетона в наружных ограждающих конструкциях,



совмещающих несущие и теплозащитные свойства. В нашей стране для районов с сейсмичностью 6–8 баллов широко применяются однослойные стеновые перлитобетонные панели из перлитобетона марки 75 плотностью от 950 до 1050 кг/м<sup>3</sup>. Наиболее целесообразно комплексно использовать перлит в крупнопанельных зданиях. Если основные конструкции изготавливаются из перлитобетона, масса жилого дома будет в 1,5 раза меньше массы здания из сборного железобетона. При этом также наблюдается значительная экономия цемента и стали. Это особенно важно для сейсмических районов, где требуется максимальное уменьшение массы зданий.

В последние годы большое внимание уделяется использованию вспученного перлитового песка в штукатурных растворах, которые в отличие от растворов на речном песке имеют плотность не более 700 кг/м<sup>3</sup>, высокие теплоизоляционные свойства. В нашей стране применяются гипсо- и цементно-перлитовые составы теплоизоляционных штукатурных растворов.

В стройиндустрии широкое применение нашли также теплоизоляционные перлитовые изделия на неорганических и органических связующих.

В настоящее время наиболее широко используются такие материалы на основе перлита и неорганического связующего (как): асбоперлитцемент, силикато-перлит, ячеистый перлитобетон, карбоперлит, гипсоперлит, керамоперлит, перлитовый легковес. Асбоперлитовые изделия характеризуются такими свойствами: плотность 200–400 кг/м<sup>3</sup>, теплопроводность при 270 и 325° – 0,08 и 0,20 Вт/м°К соответственно.

Силикато-перлит изготавливается из вспученного перлитового песка и известково-песчаного или известково-золяного связующего. Теплопроводность силикато-перлита в зависимости от плотности колеблется от 0,1 до 0,4 Вт/м°К.

Ячеистый перлитобетон характеризуется высокими теплоизоляционными и звукопоглощающими свойствами. В качестве связующего используется известь, портланд-цемент. Теплопроводность материала 0,06 Вт/м°К.

Карбоперлит получают полусухим прессованием массы, состоящей из вспученного перлита, и извести с последующей обработкой газами, содержащими CO<sub>2</sub>. Теплопроводность в зависимости от плотности колеблется от 0,06 до 0,16 Вт/м°К.

Гипсоперлит изготавливают на основе строительного гипса и вспученного перлита плотностью 80–150 кг/м<sup>3</sup> способами литья, вибрирования и полусухого прессования. Теплопроводность этого материала 0,15–0,20 Вт/м°К.

Керамоперлит изготавливается из вспученного перлитового песка и молотой глины путем обжига при температуре 300–950°С. Теплопроводность при 20±5°С – 0,075–0,104 Вт/м°К. Кроме перечисленных материалов на неорганической связке, применяемых в стройиндустрии, следует отметить стеклоперлит и перлитовый обжиговый легковес и базальто-перлитовый волокнистый материал. Теплопроводность этих материалов варьирует от 0,07 до 0,11 Вт/м°К.

Из материалов на органических связках наибольшее применение нашли



битумперлит и пластперлит. Наряду с изделиями на различных связующих вспученный перлит используется в качестве теплоизоляционного материала в засыпных конструкциях при температуре эксплуатации от +800 до -200°C. В рыхлом виде перлит используется также в сочетании с асбестом в виде асбоперлитовой сухой смеси.

Широкое применение в промышленности нашли перлитовые фильтровальные порошки. В данное время в нашей стране выпускается около 50 тыс. м<sup>3</sup> фильтроперлита в год. В последние годы довольно широкое применение вспученный перлит нашел в сельском хозяйстве. Производство агроперлита основано на особой технологии вспучивания. Для получения агроперлита сырой фракционированный перлит вспучивают при температуре выше 1300°C. Агроперлит представляет крупнозернистый материал с ломаными открытыми порами и большим количеством закрытых пор во внутренней части зерна. Насыпная плотность агроперлита 200 кг/м<sup>3</sup>.

В связи с тем что перлит на 75-77% состоит из SiO<sub>2</sub>, его маложелезистые разновидности могут использоваться как один из главных компонентов стекольной шихты. В данное время существует оригинальный способ производства стекла, разработанный в НПО "Камень и силикаты", г. Ереван, который основан на гидрохимической переработке перлита.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканическое стекло – весьма сложный объект для исследования. После образования оно многократно подвергается процессам изменения, главное из которых гидратация, или вхождение в стекло воды. В процессе гидратации меняется химический состав стекла. Поэтому вулканические стекла перлитового типа разделены на две группы: перлиты постоянного состава и перлиты переменного состава. В первую группу вошли перлиты, в которых количество и состав катионов не зависят от содержания воды. Образование перлитов постоянного состава происходило при становлении вулканических тел при высокой температуре, поэтому вода, входящая в состав стекла, относительно прочно связана со структурой. Перлиты переменного состава образуются при гидратации вулканического стекла, т.е. вхождение воды в стекло осуществляется за счет выноса некоторых катионов, таких, как натрий и калий.  $\text{OH}_n$ -группировки (молекулярная вода и гидроксил), вошедшие в стекло при различных термодинамических параметрах довольно четко разделяются при помощи термического анализа и инфракрасной спектроскопии.

Обширные региональные исследования показали, что геологическая позиция месторождений тесным образом связана с развитием тектоники и вулканизма. Районы распространения месторождений перлита тяготеют к рифтогенным структурам различных этапов формирования земной коры. Выделяются рифтогенные структуры эпигрогенной стадии развития складчатых зон, рифтогенные структуры обрамления срединных массивов, островных дуг, вулканических поясов и рифтогенные структуры эпиплатформенных областей. Для структур эпигрогенной и эпиплатформенной стадий развития земной коры характерны крупные месторождения экструзивно-эффузивного типа. В остальных рифтогенных структурах формируются небольшие по запасам перлита месторождения.

В зависимости от принадлежности месторождений к структурам того или иного типа магмообразование осуществляется на различной глубине, но всегда связано с зонами разуплотненных пород, образование которых происходило под влиянием вулканизма и глубинного обрушения. Магматическая стадия формирования перлита связана с анатексисом и кристаллизационной дифференциацией. Минералы-вкрапленники являются показателем условий магмообразования и могут служить для оценки качества перлитового сырья.

В зависимости от температуры и давления явление гидратации вулканического стекла разделяется на два типа: гидратация при газовой-флюидной дифференциации во время охлаждения потока и вторичная гидратация, диапазон температур которой может варьировать от 400° до



30–50°C, т.е. от гидротермальных до поверхностных. Главную роль во вторичной гидратации играют гидротермальные процессы. Газово-флюидная дифференциация происходит параллельно с вспениванием вязкой лавы. В образовании перлита принимает участие остаточная вода, которая не успела выделиться при дегазации вулканических тел верхних зон и вода, связанная с дополнительной гидратацией перлита и обсидиана.

Вторичная гидратация перлита в конечном варианте приводит к разрушению стекла и превращению его в агрегат глинистых минералов и цеолитов. Многие месторождения вторично-гидратированных перлитов являются комплексными и содержат промышленные концентрации не только перлита, но и цеолитов и бентонитовых глин.

Перлиты газово-флюидной и гидротермальной гидратации различаются по технологическим свойствам, качеству вспученного продукта и соответственно имеют разные области промышленного использования.

1. Анфилов В.Н., Бобылев И.Б. Метод расчета среднего состава структурных единиц и некоторых физико-химических свойств силикатных расплавов и стекол // Геохимия. 1980. № 7. С. 958–963.
2. Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958. 430 с.
3. Асланян А.Т., Ширинян К.Г., Карапетян С.Г. Петрография, химизм и особенности пирометаморфизма гранитоидного включения в перлитах Джраберского месторождения // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1983. Т. 36, № 5. С. 3–14.
4. Бадалян М.С. Особенности глубинного строения вулканов Гегамского нагорья по геофизическим данным // Там же. 1977. Т. 30, № 2. С. 59–67.
5. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е., Потапова Л.И. О пестром обсидиане Джрабер-Фонтанского месторождения (АрмССР) // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 60–75.
6. Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. С. 20–30.
7. Бершов Л.В., Марфунин А.С., Минеева Р.М., Наседкин В.В. О стабилизирующей роли железа в структуре природных стекол // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 960–963.
8. Бондарь А.М., Михайлова Н.М. Протонный резонанс в вулканических стеклах // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 153–166.
9. Борисовский С.Е. Изучение микрохимической неоднородности кислых водосодержащих стекол методом локального рентгеноспектрального анализа // Там же. С. 140–152.
10. Борисовский С.Е. Сферолитовая кристаллизация в кислых эффузивах по данным рентгеноспектрального микроанализа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 3. С. 130–131.
11. Боярская Р.В., Гараев А.М., Наседкин В.В., Носик Л.П. Распределение изотопов кислорода и минералообразование в кислых вулканитах (на примере месторождения Джрабер, АрмССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 75–86.
12. Боярская Р.В., Магер А.В., Наседкин В.В., Соболева С.В. Минералогия и генезис клиноптилолитов Забайкалья // Там же. 1988. № 12. С. 80–93.
13. Быковская Е.В. Восточно-Сихоте-Алинский вулканоген // Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. С. 313–319.
14. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Алеутско-Охотская рифтогенная система // Там же. С. 333–339.
15. Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М.: Наука, 1972. 148 с.
16. Габриэлян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмотектоника Армении. Ереван: Изд-во Ереван. ун-та, 1981. 282 с.
17. Гамбарян П.П. Геолого-петрографический очерк района средней Занги // Тр. СОПС. Сер. Закавказье. 1930. Вып. 10. С. 27–31.
18. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геология и геохимия кислых вулканических стекол Исландии // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 91–96.
19. Голубков В.В., Марсий И.М., Наседкин В.В., Органова Н.И. Малоугловое рассеяние рентгеновских лучей на обсидианах // Там же. С. 201–207.
20. Горшков А.И., Наседкин В.В., Фролова К.Е., Мохов А.В. Электронно-микроскопическое изучение неоднородности вулканических стекол // Там же. С. 194–200.
21. Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Д. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. Улан-Удэ: БТГУ, 1981. 148 с.
22. Зиборова Т.А. Состояние воды и гидроксидов в природных стеклах по данным ИК-спектроскопии // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 177–187.



23. *Зишков А.В.* Измененные породы вулканогенных месторождений Нижнего Приамурья и их прогнозно-оценочная информативность: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1986. 20 с.
24. *Иванов В.В.* Физико-химические условия рудоотложения на позднепалеогеновых рудопроявлениях Нижнего Приамурья // Термобарогеохимия и рифтогенез: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарохимии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. Т. 2. С. 190.
25. *Карапетян С.Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. 194 с.
26. *Карапетян С.Г.* Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 38–54.
27. *Коробов А.Д., Ульзутуев Н.М.* Некоторые особенности формирования высококремнистых цеолитов Холчинского месторождения перлитов Бурятии // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 129–136.
28. *Лебедева Л.И.* Вулканические стекла Забайкалья // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 51–70.
29. *Малеев Е.Ф.* Генезис пенистых (пемзовидных) разновидностей перлита // Там же. С. 83–90.
30. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1975. № 1. С. 3–24.
31. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* О происхождении перлитов // Там же. 1980. № 1. С. 3–17.
32. *Мартынов Ю.А.* Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 143 с.
33. *Мартынов Ю.А., Иванов В.В., Зишков А.В.* К вопросу о взаимоотношении магматизма и рудообразования на позднепалеогеновых месторождениях Нижнего Приамурья // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 62–69.
34. *Матиас В.В., Наседкин В.В., Петрова Н.В.* и др. О характере воды и гидроксила в кислых водосодержащих стеклах Восточной Сибири // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 96–104.
35. *Междуляйн Г.Б.* Генетические особенности Абовянского железнорудного месторождения // Зап. Арм. отд-ния ВМО. 1978. Вып. 9. С. 136–147.
36. *Милановский Е.Е.* Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1970. № 2. С. 13–37.
37. *Милановский Е.Е.* К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтогенных поясов // Там же. 1972. № 4. С. 3–17.
38. *Милановский Е.Е.* Кинематика тектонических движений, термический режим и вулканизм Средиземноморского геосинклинального пояса и его "рамы" в орогенном этапе альпийского цикла // Вулканология и сейсмология. 1981. № 4. С. 3–12.
39. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 278 с.
40. *Наседкин В.В.* Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
41. *Наседкин В.В.* Характеристика зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия образования этих месторождений // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М.: Наука, 1969. С. 14–20.
42. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 207 с.
43. *Наседкин В.В.* Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 17–42.
44. *Наседкин В.В.* Кислый вулканизм и водосодержащие стекла Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1983. 103 с.
45. *Наседкин В.В., Боярская Р.В.* Минералы в порых вулканического стекла // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 90–97.
46. *Наседкин В.В., Панеш В.И.* Гидроксил и вода в некоторых разновидностях природных и искусственных силикатных стекол // Водное вулканическое стекло и поствулканические минералы. М.: Наука, 1967. С. 26–55.
47. *Наседкин В.В., Фролова К.Е.* Микроструктура обсидиана по данным электронной микроскопии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 84–89.



48. *Наседкин В.В., Панеш В.И., Рудницкая Е.С.* Типы воды в природных и искусственных стеклах различного состава // Тр. VII совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М.: Наука, 1966. С. 220–224.
49. *Наседкин В.В., Боярская Р.М., Гараев А.М., Фролова К.Е.* Микронеоднородность иризирующего обсидиана из месторождения Джрабер по данным электронной микроскопии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 101–111.
50. *Наседкин В.В., Боярская Р.В., Горшков А.И.* и др. Вещественный состав перлитов из месторождения Джрабер по данным электронной микроскопии // ДАН СССР. 1985. Т. 249, № 9. С. 76–85.
51. *Наседкин В.В., Боярская Р.В., Гараев А.М.* Необычные выделения кремнезема в перлите Джраберского месторождения по данным электронной микроскопии // ДАН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 471–475.
52. *Носик Л.И.* Изотопный состав химических элементов парагенных минералов – критерий оценки уровня достижения равновесности в минералообразующей системе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 00–00.
53. *Овчаренко Е.Г., Данилкина А.Я.* Связанная вода в перлитах и механизм их вспучивания // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1985. № 8. С. 73–847.
54. *Петров В.П.* Петрографический облик игнибригов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между туфом и лавой // Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 20. С. 24–38.
55. *Пилоян Г.О., Котлова А.Г.* Модифицированный дифференциальный термогравиметрический анализ минералов // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 2. С. 423–425.
56. *Пинскер З.Г.* Определение параметров структуры стекла SiO<sub>2</sub> // Физика и химия стекла. 1980. № 6. С. 231–237.
57. *Попов С.А., Коренбаум В.С., Свининников И.Н.* Вулканические стекла Приморья // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 70–74.
58. *Розенкранц А.А.* Характеристика Алнейского месторождения перлитов и обсидианов на Камчатке // Там же. С. 123–132.
59. *Рудич К.Н., Устиев Е.К.* Мареканиты Ланжинских гор (Охотское побережье) // Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 39–71.
60. *Сергеев Н.Н.* Геологическое строение и петрография Правохетинского месторождения перлита // Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 114–122.
61. *Слонимская М.В., Дриц В.А., Финько В.И., Салынь А.Л.* Природа межслоевой воды тонкодисперсных мусковитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 95–104.
62. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 213–298.
63. *Толстой М.И., Остафийчук И.М., Молякко В.Г.* О связи состава и структурно-тектонических условий проявления позднеорогенного вулканизма Карпат и Армении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 5. С. 30–39.
64. *Тонкова Э.А., Наседкин В.В., Беликов Б.П., Буздин В.А.* Изменение скоростей распространения упругих волн в кислых природных стеклах под влиянием гидростатического давления до 10 кбар // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 105–114.
65. *Шевчук В.Д.* Генетические типы месторождений кислых вулканических стекол на Камчатке // Перлиты М.: Наука, 1981. С. 43–51.
66. *Ширинян К.Г.* О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне: Карпаты, Крым, Кавказ. Новосибирск: Наука, 1973. С. 127–137.
67. *Финько В.И., Дриц В.А., Слонимская М.В.* Литиевый тосудит из гидротермально-измененных пород Нижнего Приамурья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 12. С. 73–78.
68. *Шишаков Н.А.* Вопросы структуры силикатных стекол. М.: Изд-во АН СССР. 1965. 187 с.
69. *Эпельбаум М.Б., Салова Т.П., Овчаренко Е.Г.* Физико-химические аспекты вспучивания перлита // Изв. АН СССР. Сер. хим. 1981: № 3. С. 38–54.
70. *Boettcher A.C., Mysen B.O., Allen J.C.* Techniques for the control of water fugacity and oxygen



- fugicity for experimentation in solid-media high pressure apparatus // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 5898–5902.
71. *Boyd F.R.* Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1961. Vol. 72. P. 387–426.
  72. *Cerling Th.E., Brown F.H., Bowman J.R.* Low-temperature alteration of volume glass: Hydration, Na, K,  $^{18}\text{O}$ , Ar mobility // *Chem. Geol. Isotope Geosci.* 1985. Vol. 52, N 3/4. P. 281–293.
  73. *Dormann J.K., Djega-Mariadassou C., Yanev Y., Ranaudin P.* Mössbauer study of mineral glasses: East Rhodope perlitites // *Hyperfine Interact.* 1989. Vol. 46. P. 651–658.
  74. *Eggler D.H., Rosenhauer M.* Carlou dioxide in silicate melt: Solubilities of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  in Ca Mg  $\text{Si}_2\text{O}_6$  (diopside) liquids and vapors of pressure to 40 kb // *Amer. J. Sci.* 1978. Vol. 278, N 1. P. 64–94.
  75. *Fink J.H.* Structural geologic constraints on the rheology in rhyolitic obsidian // *J. Non-Cryst. Solids.* 1984. Vol. 67, N 1/3. P. 135–146.
  76. *Friedman J.J., Smith R.L.* The deuterium content of water in volcanic glasses // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1958. Vol. 15. P. 218–228.
  77. *Friedman J.J., Long W.* Volcanic glasses, their origins and alteration solids processes // *J. Non-Cryst. Solids.* 1984. Vol. 67, N 1/3. P. 147–182.
  78. *James G.W.* Uranium and thorium in volcanic ash deposits of Kansas: Implications for uranium exploration in the Central Great Plains // *Bull. State Surv. Kans.* 1978. N 211, pt 4. P. 00–00.
  79. *Johannes W., Bode B.* Loss of iron to the Pt-container in melting experiments with basalts and a method to reduce // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1978. Vol. 67, N 2. P. 221–225.
  80. *Jong B.H.W.S., Keefer K.D., Brown G.E.(Jr.), Taylor C.M.* Polymerization of silicate and aluminate tetrahedra in glasses melts and aqueous solutions. 3. Local silicon environments and internal nucleation in silicate glasses // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45. P. 1291–1308.
  81. *Lehmann H., Rösster M.* A contribution to the nature of water-binding in perlitites // *Thermal analysis: Proc. IV ICTA. Budapest, 1974.* 1975. Vol. 2. P. 619–629.
  82. *Lipman P.W.* The roots of ash flow calderas in Western North America: Windows into the tops of granitic batholiths // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, N 10. P. 8801–8841.
  83. *Marakushev A.A., Persikov E.S., Bukhtjarov P.Y.* Endogenic nature of perlitites // *Second Intern. conf. on natural glasses.* Prague: Univ. Karlova, 1987. P. 89–96.
  84. *Meier W.M.* The crystal structure of mordenite // *Ztschr. Kristallogr.* 1961. Bd. 115. S. 439–442.
  85. *Meisinger A.C.* Perlite // *Minerals yearbook.* 1987. P. 669–671.
  86. *Moore J.G., Batchelder J.W., Cunningham C.G.*  $\text{CO}_2$ -filled vesicles in mid-ocean basalt // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2, N 4. P. 309–327.
  87. *Mysen B.O., Virgo D., Scarfe C.M.* Relations between the anionic structure and viscosity of silicate melts: A Raman spectroscopic study // *Amer. Miner.* 1980. Vol. 65, N 11/12. P. 690–710.
  88. *Mysen B.O., Harrison W.J., Scarfe C.M.* Solubility mechanisms of  $\text{H}_2\text{O}$  in silicate melts at high pressures and temperatures: A Raman spectroscopic study // *Ibid.* P. 900–914.
  89. *Mysen B.O., Ryerson E.J., Virgo D.* The influence of  $\text{TiO}_2$  on the structure and derivative properties of silicate melts // *Ibid.* P. 1150–1165.
  90. *Mysen B.O., Virgo D.* Solubility mechanisms of water in basalt melt at high pressures and temperatures  $\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$  as a model // *Ibid.* P. 1176–1184.
  91. *Mysen B.O., Virgo D.* The solubility behavior of  $\text{CO}_2$  in melts on the  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – $\text{CO}_2$  at high pressures and temperatures: A Raman spectroscopic study // *Ibid.* P. 1166–1175.
  92. *Nasedkin V.V.* Hydration types, minerals and geology of volcanic glasses // *Second Intern. conf. on natural glasses.* Prague: Univ. Karlova, 1987. P. 65–71.
  93. *Nasedkin V.V., Piloyan G.O.* Investigations of perlitites by modified differential thermogravimetry // *J. Therm. Anal.* 1983. Vol. 27. P. 341–352.
  94. *Regnard J., Chavez-Rivas F., Chappert J.* Study of the oxidation states and magnetic properties of iron in volcanic glasses: Lipari and Teotihuacau obsidians // *Bull. Miner.* 1981. Vol. 104. P. 204–210.
  95. *Ross C.S., Smith R.L.* Water and other volatiles in volcanic glasses // *Amer. Miner.* 1955. Vol. 40. P. 1071–1089.
  96. *Riebling E.F.* Structural similarities between a glass and its melt // *J. Amer. Ceram. Soc.* 1968. Vol. 51. P. 143–149.

97. *Scholze H.* Gases and water in glass. 2 // *Glass Industry*. 1966. Vol. 47, N 10. P. 121-132.
98. *Stolper E.* Water in silicate glasses: An infrared spectroscopic study // *Sontrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 81, N 1. P. 1-17.
99. *Stolen R.H., Warlafen J.E.* Water and its relation to broken bond defects in fused silica // *J. Chem. Phys.* 1976. Vol. 64, N 24. P. 2623-2631.
100. *Taniguchi H.* Effects of water on the glass transformation temperature of rhyolitic rock melt // *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 49-57.
101. *Taylor M., Brown G.E.(Jr.)*. Structure of minerals glasses. 1. The feldspar glasses  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ,  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43, N 1. P. 61-75.
102. *Taylor M., Brown G.E.(Jr.)*. Structure of mineral glasses. 2. The  $\text{SiO}_2$ - $\text{NaAlSiO}_4$  join // *Ibid.* N 9. P. 1467-1473.
103. *Taylor M., Brown G.E.(Jr.), Fenn P.M.* Structure of mineral glasses. 3.  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  super-cooled liquid at 305°C and the effect of thermal history // *Ibid.* 1980. Vol. 44, N 1. P. 109-117.
104. *Toshimori S., Wyllie P.J., Baker D.R.* Phase relationships at 30 kbar for quartz eclogite composition in  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  with implications for subduction zone magmas // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66. P. 938-950.
105. *Velde B., Kushiro J.* Infrared spectra of high pressure quenched silicate liquids // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1978. Vol. 75. P. 618-621.
106. *Weber R.H., Austin G.S.* Perlite in New Mexico // *New Mex. Bur. Mines and Miner. Resour. Circular.* 1982. N 182.
107. *White A.F.* Weathering characteristics of natural glass and influences on associated water chemistry // *J. Non-Cryst. Solids.* 1989. Vol. 67. P. 225-244.
108. *Whitson D.* Geology of the perlitic deposit at No Agua peaks, New Mexico // *New Mex. Bur. Mines and Miner. Resour. Circular.* 1982. N 192. P. 89-95.
109. *Zotov N., Dimitrov V., Yanev Y.* X-ray radial distribution function analysis of acid volcanic glasses from the Eastern Rhodopes, Bulgaria // *Phys. and Chem. Miner.* 1989. Vol. 16. P. 774-782.



# ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора.....	3
Глава I	
ПЕРЛИТОВОЕ СТЕКЛО.....	5
Разновидности кислых стекол (А.М. Гараев, В.В. Наседкин, Ю.А. Нистратов, Н.Н. Сергеев, Р.В. Боярская, С.Е. Борисовский).....	5
Модель структуры стекла (В.В. Наседкин).....	13
Вода в стекле (А.М. Гараев, В.В. Наседкин).....	24
Глава II	
МАГМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ ПЕРЛИТООБРАЗОВАНИЯ.....	32
Характеристика вулcano-тектонических зон (В.В. Наседкин, А.М. Гараев, А.В. Магер, Ю.А. Нистратов).....	32
Физико-химическая модель магнообразования (В.В. Наседкин).....	41
Экспериментальное моделирование процессов плавления и кристаллизации (В.К. Марков, В.В. Наседкин, Т.Н. Соловьева).....	48
Вкрапленники – минералы магматической стадии формирования перлитов (А.М. Гараев).....	58
Глава III	
ГЕОЛОГИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ... ..	72
Месторождения Закавказья (А.М. Гараев, Н.Н. Сергеев).....	72
Районы Дальнего Востока (Ю.А. Нистратов, Е.Ф. Семенов, В.В. Наседкин).....	103
Месторождения Забайкалья (А.В. Магер).....	120
Глава IV	
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА.....	129
Некоторые физико-химические параметры стеклообразования (В.В. Наседкин, Г.А. Сычева).....	129
Зональность (А.М. Гараев, Н.Н. Сергеев).....	135
Сферолитовая кристаллизация (С.Е. Борисовский).....	136
Перлиитообразование (А.М. Гараев, В.В. Наседкин, Ю.А. Нистратов, Н.Н. Сергеев, Е.Ф. Семенов, И.М. Марсий, Р.В. Боярская, С.Е. Борисовский).....	144
Глава V	
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕРЛИТА В ПРОМЫШЛЕННОСТИ (В.В. Наседкин).....	170
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	180
ЛИТЕРАТУРА.....	182

# CONTENTS

From the editor .....	3
<b>Chapter I</b>	
<b>PERLITE GLASS</b> .....	5
Varieties of acid glasses ( <i>A.M. Garaev, V.V. Nasedkin, Yu.A. Nistratov, N.N. Sergeev, R.V. Boyarskaya, S.E. Borisovskii</i> ).....	5
Model of glass structure ( <i>V.V. Nasedkin</i> ) .....	13
The water in the glass ( <i>A.M. Garaev, V.V. Nasedkin</i> ) .....	24
<b>Chapter II</b>	
<b>MAGMATIC STAGE OF PERLITE FORMATION</b> .....	32
Characterization of volcano-tectonic zones ( <i>V.V. Nasedkin, A.M. Garaev, A.V. Mager, Yu.A. Nistratov</i> ) .....	32
Physic-chemical model of magma formation ( <i>V.V. Nasedkin</i> ) .....	41
Experimental modelling of the process of fusion and crystallization ( <i>V.K. Marcov, V.V. Nasedkin, T.N. Solovjeva</i> ) .....	48
Phenocrystes-minerals of magmatic stage of perlite formation ( <i>A.M. Garaev</i> ).....	58
<b>Chapter III</b>	
<b>GEOLOGY AND THE LAWS OF FORMATION OF DEPOSITES</b> .....	72
Deposites of Transcaucasus ( <i>A.M. Garaev, N.N. Sergeev</i> ).....	72
Regions of Far East ( <i>Yu.A. Nistratov, E.F. Semenov, V.V. Nasedkin</i> ).....	103
Deposites of Transbaical ( <i>A.V. Mager</i> ).....	120
<b>Chapter IV</b>	
<b>THE CONDITIONS OF FORMATION OF VOLCANIC GLASS</b> .....	129
Physic-chemical conditions of glass formation ( <i>V.V. Nasedkin, G.A. Sicheva</i> ) .....	120
The zonation ( <i>A.M. Garaev, N.N. Sergeev</i> ).....	135
Spherulite crystallization ( <i>S.E. Borisovskii</i> ).....	136
Perlite formation ( <i>A.M. Garaev, V.V. Nasedkin, Yu.A. Nistratov, N.N. Sergeev, E.F. Semenov, I.M. Marsii, R.V. Boyarskaya, S.E. Borisovskii</i> ) .....	144
<b>Chapter V</b>	
<b>INDUSTRIAL USE OF PERLITE</b> ( <i>V.V. Nasedkin</i> ) .....	170
<b>CONCLUSIONS</b> .....	180
<b>REFERENCES</b> .....	182



Научное издание

**ГЕНЕЗИС  
ПЕРЛИТА**

Утверждено к печати  
Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор *Т.Б. Гришина*  
Заведующий редакцией *Г.Г. Мергасов*  
Художник *А.Г. Кобрин*  
Художественный редактор *Ш.В. Монастырская*  
Технические редакторы *Н.Н. Кокина,*  
*Г.И. Астахова*  
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве  
на компьютерной технике

ИБ № 49508

Подписано к печати 25.05.92. Формат 60 X 90 1/16  
Бумага офсетная № 2. Гарнитура Таймс  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 12,0+0,8вкл. Усл.кр.-отт. 13,1  
Уч.-изд.л. 15,6. Тираж 230 экз. Тип. зак. **2125**

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП- , Москва В-485  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, С.-Петербург В-34, 9-я линия, 12



## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

*готовятся к печати книги:*

### **Петровская Н.В. Золотые самородки. 25 л.**

В книге анализируются вариации форм, строения, состава и условий нахождения золотых самородков, рассматриваемых как минералогические аномалии, созданные особыми условиями концентрации золота. Выдвигается идея о существовании планетарных золотоносных зон, к фланговым частям которых тяготеют области распространения самородков. Обосновываются представления о формировании самородков в эндогенных условиях, в зонах длительного действия потоков глубинного тепла и флюидов, приуроченных к активным окраинам древних платформ.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

### **Звягинцев Л.Н. Петрофизика рудоносных интрузивов. 10 л.**

В книге показана зависимость физических параметров от минерального состава, типа деформации, глубинности образования и эпигенетических преобразований пород. Приведены примеры петрофизического анализа условий формирования постмагматического оруденения, ассоциирующего с интрузивами, залегающими на разных глубинных уровнях. Для рудных полей реконструируется тектонофизическая обстановка становления интрузивов и оруденения; освещается роль петрофизической контрастности в локализации руд.

Для специалистов в областях геологии рудных месторождений и геофизики.

### **Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. 18 л.**

В сборнике рассмотрены возможности и ограничения различных изотопно-геохронологических методов в установлении времени зарождения и длительности эволюции эндогенных рудных формаций. Обсуждены возможности методов изотопной геологии в установлении источника и возраста руд. Приведены конкретные примеры изотопно-геохронологического и изотопно-геохимического исследования процессов эндогенного рудообразования.

Для геологов, геохимиков, геохронологов.

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ "АКАДЕМКНИГА"  
С УКАЗАНИЕМ МАГАЗИНОВ И ОТДЕЛОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ"

Магазины "Книга—почтой"

- 252208 *Киев*, пр-т Правды, 80-а  
117393 *Москва*, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2  
197345 *Санкт-Петербург*, ул. Петрозаводская, 7  
700185 *Ташкент*, ул. Дружбы народов, 6

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

- 480091 *Алма-Ата*, ул. Фурманова, 91/97 "Книга—почтой"  
370005 *Баку*, ул. Коммунистическая, 51 "Книга—почтой"  
720001 *Бишкек*, бульвар Дзержинского, 42 "Книга—почтой"  
232600 *Вильнюс*, ул. Университето, 4  
690088 *Владивосток*, Океанский пр-т, 140 "Книга—почтой"  
320093 *Днепропетровск*, пр-т Гагарина, 24 "Книга—почтой"  
734001 *Душанбе*, ул. Рудаки, 95 "Книга—почтой"  
620151 *Екатеринбург*, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга—почтой"  
375002 *Ереван*, ул. Туманяна, 31  
664033 *Иркутск*, ул. Лермонтова, 289 "Книга—почтой"  
420043 *Казань*, ул. Достоевского, 53 "Книга—почтой"  
252142 *Киев*, пр-т Вернадского, 79  
252030 *Киев*, ул. Ленина, 42  
252025 *Киев*, ул. Стретенская, 17  
277012 *Кишинев*, пр-т Штефана Великого, 148 "Книга—почтой"  
343900 *Краматорск* Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга—почтой"



2500

18978