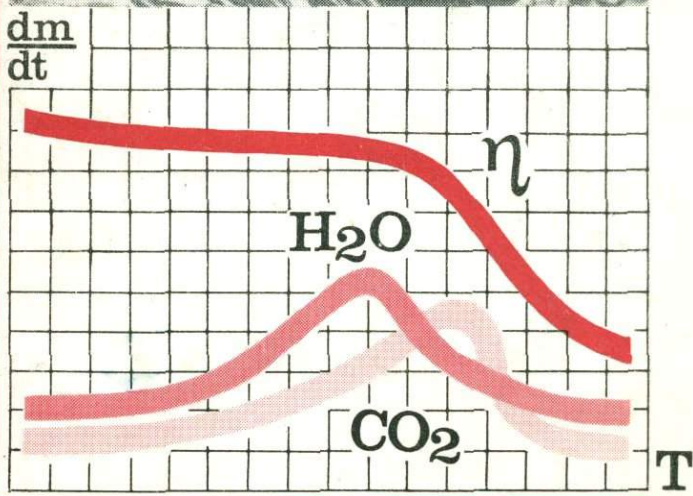
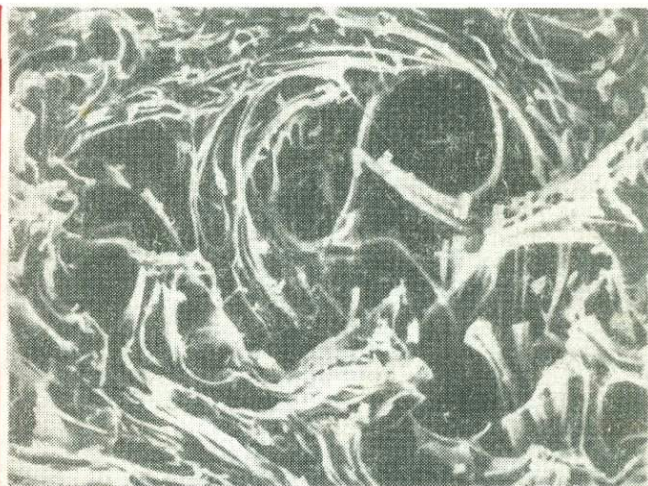


# ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ШЛАК И ПЕМЗА



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,  
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

В.В.НАСЕДКИН, Т.Н.СОЛОВЬЕВА,  
А.М.ГАРАЕВ, А.В.МАГЕР

18681

# ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ШЛАК И ПЕМЗА, ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ГЕНЕЗИС

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



МОСКВА  
НАУКА  
1987

*Договором  
С.П.Петров  
с.Иванов  
на  
18/IX-87*

*В.П.Петров*

**Вулканический шлак и пемза, их месторождения и генезис.** — М.: Наука, 1987.

Монография является оригинальным исследованием продуктов эксплозивного вулканизма — вулканических шлаков и пемз, в ней рассматривается широкий круг вопросов: от генезиса магм, механизма эксплозивных извержений и формирования шлаковых конусов до практического использования пемз и шлаков. Условия образования, локализация и строение тел, состоящих из пористых стекловатых пород, показаны на примере крупнейших в Советском Союзе месторождений Камчатки, Закавказья и Забайкалья.

Ил. 24. Табл. 27. Библиогр. 61 назв.

Рецензенты:

И.Ф. РОМАНОВИЧ, В.С. ЗНАМЕНСКИЙ



## ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулканические породы издавна использовались человеком в различных областях его деятельности, начиная с изготовления орудия производства и кончая производством современных строительных материалов и высококачественных сорбентов. Особое место занимают вулканические шлак и пемза. Благодаря благоприятному сочетанию особенностей структуры и вещественного состава (низкая плотность, высокое содержание стекла, высокая пористость) эти породы характеризуются поистине уникальными теплозащитными свойствами. Масштабы добычи и пемзы и шлака традиционно достаточно велики и составляют десятки миллионов кубометров.

В последнее десятилетие интерес к этому полезному ископаемому заметно вырос в связи с тем, что для производства легких строительных материалов на основе пемзы и шлака не требуется затраты больших количеств топлива и других энергетических ресурсов. Экономические подсчеты показывают, что при замене керамзита вулканическим шлаком и пемзой могут быть сэкономлены миллионы тонн жидкого топлива.

В последние годы на Камчатке были выявлены гигантские по масштабам месторождения пемзы, которые могут обеспечить высококачественным строительным материалом не только Камчатку, но и восточные районы Хабаровского и Приморского краев, Сахалинскую и Магаданскую области.

Проблема пористых вулканических пород далеко выходит за пределы их практического использования. Эксплозивный вулканизм, с которым связаны месторождения пемзы и шлака, представляет одно из интереснейших явлений магматической геологии и вулканологии. Он может быть связан или с отдельными центрами и проявляться в виде катастрофических по масштабам относительно кратковременных извержений или быть многоцентровым и проявляться длительное время. В этом случае создается впечатление, что шлаковые вулканы тесно связаны с блоковой тектоникой различных порядков. Приуроченность шлаковых конусов к границам блоков и крупным разломам хорошо видна в Джавахетском нагорье или в некоторых районах Камчатского полуострова. Выявление деталей строения отдельных месторождений вулканического шлака позволяет судить о механизме извержения и последовательности вулканической деятельности. Это хорошо показано при описании месторождения Оками (Грузинская ССР),



которое вскрыто карьерами почти на полную мощность, и при описании современных шлаковых конусов Большого Тобачинского извержения. Поднятая в работе проблема так называемых кварцевых базальтов, для решения которой предлагаются различные варианты, имеет общее петрологическое значение. Новыми являются материалы по геологии и строению шлаковых конусов Забайкалья.

Характеристика кислого эксплозивного вулканизма дается на примере месторождений пемзы юга Камчатского полуострова и Закавказья. На примере Ильинского месторождения пемзы показано, что гигантские по масштабам выбросы пемзового материала могут быть связаны с воронками взрыва, которые приурочены к крупным тектоническим зонам. Особое место среди продуктов кислого эксплозивного вулканизма занимают гетерогенные пемзы смешанного состава, образование которых связано с процессами селективного плавления и дифференциации магмообразующего субстрата на глубине. С эксплозивным вулканизмом связаны не только такие высокопористые породы, как пемза, но и пирокласты с умеренной пористостью, которые образуют достаточно крупные скопления вулканогенного материала в прижерловой части вулканических аппаратов, как, например, в Закавказье месторождения Покр Арteni и Арегское. В пористом стекле этих месторождений сохраняется некоторая часть воды и при дополнительном обжиге стекло вспучивается. Подобные пемзовидные образования могут использоваться как в естественном состоянии, так и после вспучивания.

Среди кислых пирокластических образований встречаются весьма своеобразные ксенолиты и включения чужеродных пород. Ксенолиты в кислых породах Закавказья представлены главным образом гранодиоритами и диоритами. Взаимоотношения ксенолита и вмещающего стекла таковы, что ксенолиты можно рассматривать как рстит из зоны генерации кислой магмы. Взаимоотношения ксенолитов пироксен-анортитовых и пироксен-анортит-оливиновых пород с кислыми пирокластическими образованиями Камчатки носят более сложный характер. По-видимому, эти ксенолиты концентрировались в нижней части дифференцированного магматического очага, возникшего за счет плавления пород мантии, и последующей кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Несомненной представляется связь ксенолитов с полосчатыми гетерогенными пемзами. Авторы продолжают исследование этих интереснейших в петрологическом отношении образований.

При проведении аналитических исследований нами использовались лаборатории ИГЕМ АН СССР (С.Е. Борисовский, Р.В. Боярская, Г.О. Пилоян). Изучение физико-механических свойств пемз и шлаков и бетонов на их основе производилось в институте ЦНИИЭПжилица (Н.Я. Спивак, В.И. Крeтинин). Большая практическая помощь при проведении этих работ была оказана Г.Д. Гладышевым, Г.И. Ураловым и Р.Б. Шакировым, В.Д. Шевчуком и В.Б. Плотниковым, Г.Я. Алибегашвили и др. Всем названным лицам авторы выражают искреннюю признательность.

## Глава I

### ПОРИСТЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ; ИХ ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВОЙСТВА, ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Пористые вулканические породы (пемзы и шлаки) встречаются только в районах развития кайнозойского и современного вулканизма. Среди более древних вулканогенных пород пористые разновидности практически не встречаются, так как даже при начинающемся метаморфизме поры заполняются такими минералами, как хлорит, пренит, цеолиты, кальцит и т.д. Кроме того, пористые породы легко подвергаются эрозии и разрушению. Кайнозойский вулканизм обычно связан или с вулканическими поясами, развитыми вдоль окраины континента и на островных дугах (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Западно-Сихотэ-Алинский, Восточно-Курило-Камчатский), или с локальными и региональными зонами вулканической активизации внутри континента. С региональными зонами вулканической активизации связан рифтовый вулканизм Закавказья и Забайкалья, к локальным зонам активизации относятся вулканотектонические структуры, обрамляющие Буреинский массив и участки островного вулканизма на Северо-Востоке СССР.

Вулканический шлак и пемза имеют принципиально близкие условия образования при интенсивном выделении в поверхностных или близповерхностных условиях газов из лавы.

Разделение пористых вулканических пород на пемзу и шлак довольно условно. К вулканическим шлакам относят темноокрашенные

Т а б л и ц а 1. Химический состав (в мас. %) пористых вулканических пород

Компонент	Шлак			Пемза	
	базальт	андезитобазальт	андезит	андезито-дацит	дацит, риолито-дацит, риолит
SiO <sub>2</sub>	46—53	53—57	57—64	64—68	68—76
TiO <sub>2</sub>	0,7—2,7	0,2—2,2	0,2—2,3	0,2—1,9	0,0—0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13—23	12,2—21,9	11,4—20,5	13,5—21,7	13,0—17,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1—7	1,3—9,0	0,2—7,7	0,2—5,1	0,0—3,0
FeO	3—13	1,5—9,5	0,6—8,1	0,8—5,1	0,0—2,5
CaO	7—12	1,5—8,3	0,3—7,1	0,03—3,9	0—1,5
MgO	7—13	3,2—11	1,1—9,2	0,7—6,9	0,1—4,0
Na <sub>2</sub> O	1,5—4,5	2,2—6,5	1,6—7,0	1,9—5,2	3,0—6,6
K <sub>2</sub> O	0,1—1,5	0,1—1,2	0,0—5,0	0,9—5,3	0,5—4,0



благодаря высокому содержанию железа (табл. 1) пористые породы, макроскопически напоминающие технические шлаки — отходы металлургической промышленности. Отсюда, вероятно, и название породы. Пемзы, как правило, имеют желтовато-серую или белую окраску и макроскопически напоминают пенистую массу.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА

### Вулканический шлак

*Петрография.* К вулканическим шлакам относятся породы, состав которых варьирует от базальта до андезита (см. табл. 1). Вулканический шлак состоит из стекла, пор и кристаллических включений. Стекло вулканического шлака обычно имеет черную или красновато-бурую окраску. Для некоторых разновидностей характерна синеватая или синевато-зеленая побежалость. В крупнопористых разновидностях шлака внутренняя поверхность пор имеет темно-коричневую окраску и блеск, характерный для глазури. Характер пористости может быть различным. Встречаются разновидности с редкими крупными порами и толстыми перегородками. В других разновидностях поры напоминают пчелиные соты или сложные, причудливой формы лабиринты. Толщина перегородок между порами в таких разновидностях не превышает десятых и сотых долей миллиметра.

Кроме стекла и пор, в шлаке обычно присутствуют кристаллические образования: вкрапленники и микролиты. Количество вкрапленников может варьировать от 1—2 до 20% от объема породы. Вкрапленники могут быть представлены оливином, моноклинным и ромбическим пироксенами, плагиоклазом ( $An_{50-70}$ ), магнетитом, ильменитом, шпинелью. В некоторых разновидностях присутствует кварц. Основная масса состоит из чистого стекла или стекла и некоторого количества кристаллических образований, главным образом микролитов. Микролиты локализируются в перегородках между порами. Структурные взаимоотношения кристалла и стекла влияют на технические свойства породы. Чем больше в породе стекла, тем ниже теплопроводность вулканического шлака.

Можно выделить четыре основные разновидности структур, присущих стекловатой части вулканических шлаков (табл. 1)<sup>1</sup>.

Первая разновидность напоминает гиалиновую структуру. Содержание стекла в этой разновидности варьирует от 100 до 95%, остальное — кристаллические включения. Обычно включения представлены титанистым магнетитом и ильменитом, в окисленных бурых разновидностях присутствуют тончайшие иголки и пластинки гематита. Вторая разновидность близка к гиалопилитовой структуре. Кроме рудного в небольшом количестве присутствует плагиоклаз. Лейсты плагиоклаза (до 0,01 до 0,2 мм по длинной оси) образуют своеобразные рои, окаймляющие поры. Содержание стекла 70—95%. В третьей структурной разновидности содержание стекла варьирует от 40 до 70%. Этот тип

<sup>1</sup>Табл. I—VIII см. стр. 80—81.



структуры близок к микролитовой. Микролиты представлены плагиоклазом и пироксеном. Плагиоклазы имеют вид лейст, а пироксены — призматических или изометричных зерен. Концевые грани кристаллов обычно не соприкасаются. Четвертый тип структуры напоминает интерсертальную. Стекло в шлаках такого типа образует включения между кристаллами. Количество стекла варьирует от 40 до 20—25%.

*Пористость и объемная плотность.* В зависимости от пористости шлаки делятся на плотные, слабопористые, пористые и пузыристые (табл. II).

Плотные шлаки характеризуются пористостью менее 20%. Объемная плотность таких пород 2,2—2,5 г/см<sup>3</sup>. Поры обычно крупные и редкие. Стекло между порами обычно окристаллизовано, и структура основной массы микролитовая или интерсертальная. Плотные шлаки обычно залегают в верхней части лавовых потоков или, реже, образуют бомбы и лапилли.

Слабопористые шлаки имеют пористость от 20 до 30% и объемную плотность в куске 2,2—2,4 г/см<sup>3</sup>. Порода межпорового пространства характеризуется микролитовой структурой, встречаются также и гиалиновая и гиалопилитовая структуры.

Для пористых шлаков характерны пористость порядка 30—50% и плотность 2—1,40. Шлаки этого типа содержат поры различной крупности: от 3—5 до 0,1 мм. Мелкие поры обычно образуются при вспучивании перегородок между крупными и средними порами. Структура основной массы в большинстве случаев гиалиновая или гиалопилитовая.

Пузыристые шлаки имеют пористость свыше 50%. Плотность варьирует от 1,5 до 0,9 и менее. При плотности 0,9—1 пористость составляет 70—67%. Сравнительно редко встречаются месторождения, содержащие шлаки с плотностью 0,7—0,8 (пористость 70—74%).

*Гранулометрический состав и насыпная плотность.* Кроме пористости, в куске при оценке месторождения весьма важной характеристикой сырья является насыпная плотность. Насыпная плотность шлака зависит не только от естественной пористости породы, но и от размера частиц или обломков. Насыпная плотность песка несколько выше по сравнению с насыпной плотностью щебня. Щебень, плотность которого в куске варьирует от 1,5 до 2, соответственно характеризуется колебаниями плотности от 600 до 800 кг/м<sup>3</sup>. Для строительных целей важна добыча щебня с насыпной плотностью порядка 700 кг/м<sup>3</sup> и менее. Насыпная плотность легкого песка составляет 1000—1100 кг/м<sup>3</sup> и менее.

Для приготовления бетона оптимальным является следующий гранулометрический состав природной смеси (объем.%): пылевидная фракция (0,—0,15 мм) — 10—15; мелкая фракция песка (0,15—1,25 мм) — 40—55; песок (1,25—5 мм) — 5—10; щебень (5—20 мм) — 25—40. Природные шлаковые смеси обычно редко соответствуют оптимальному соотношению фракций. Для большинства месторождений характерно относительно низкое содержание песка и пылевидных фракций. Этот недостаток мелких и дисперсных фракций песка необходимо будет восполнять путем дробления кусков шлака более 20 мм.

Фракции 20—40 и более 40 мм нежелательны, так как куски подобного размера в бетоне обычно сегрегируются.

*Теплопроводность.* Теплопроводность является весьма важной технической характеристикой шлака. Теплопроводность шлака зависит от пористости и содержания стекла. При пористости, близкой к нулевому значению, плотность составляет  $2840 \text{ кг/м}^3$ , при пористости, равной 15%, плотность равна  $2400 \text{ кг/м}^3$ , 50% —  $1400 \text{ кг/м}^3$ , 80% —  $600 \text{ кг/м}^3$ . Коэффициенты теплопроводности при этом характеризуются следующими значениями ( $\text{Вт/м} \cdot \text{С}^\circ$ ): 0,92; 0,66; 0,31; 0,13 соответственно. Указанные значения теплопроводности приведены для образцов, в которых содержание стекла постоянно и составляет около 85%. При увеличении содержания кристаллической фазы в образце при равном значении пористости коэффициенты теплопроводности резко возрастает. Например, в образцах, имеющих пористость 15% и содержание стекла не более 50, коэффициент теплопроводности приближается к  $1,9 \text{ Вт/м} \cdot \text{С}^\circ$ .

Прочность вулканического шлака варьирует от 18 до  $22 \text{ кГс/см}^2$ . Водопоглощение за 48 ч колеблется от 23 до 26%. Природная влажность составляет 11—15%.

*Термические свойства стекла.* Стекло вулканического шлака содержит некоторое количество летучей фазы, которая представлена мономерными группами ОН, водой,  $\text{СО}_2$  и другими газами. Общее содержание летучих составляет 0,1—1,5 мас.%. При нагревании шлака от комнатной температуры до  $1200^\circ\text{С}$  летучая фаза выделяется в два этапа, которые отчетливо выделяются на термовесовой кривой и кривой ДТГ. Первый этап дегидратации соответствует (кривая ДТГ) температурному интервалу от 50 до  $550^\circ\text{С}$  (максимум около  $300^\circ\text{С}$ ), второй этап дегидратации соответствует температурному интервалу от 550 до  $850^\circ\text{С}$  с двумя максимумами: около 700 и  $820^\circ\text{С}$  (фиг. 1). На кривой ДТА этим интервалам дегидратации соответствуют два эндотермических и два экзотермических максимума. Первый пологий эндотермический эффект соответствует температурному интервалу от 50 до  $550^\circ\text{С}$ . Второй глубокий эндотермический эффект наблюдается в интервале от 620 до  $760^\circ\text{С}$ . Начальная точка этого эффекта, возможно, характеризует  $\text{Tg}^\circ\text{С}$  — температуру перехода твердого стекла в расплав. Интервал размягчения составляет порядка  $140^\circ\text{С}$ . Первый экзотермический эффект около  $700^\circ\text{С}$  весьма нечеткий и как бы делит второй эндотермический эффект на две равные части. По-видимому, при этой температуре при условии снижения вязкости до  $10^{12}$ — $10^{11}$  пуаз в стекле происходит зародышеобразование. Стекла, выдержанные при данной температуре, протравливались HF и затем изучались под электронным микроскопом. Было обнаружено множество ямок травления размером до 8 мкм [32]. При температуре порядка  $860$ — $900^\circ\text{С}$  происходит деформация стекла, образующего перегородки между порами. В стекле перегородок появляются мелкие пузырьки, что свидетельствует о дополнительном вспучивании базальтового стекла. На кривой ДТА в температурном интервале от 760 до  $900^\circ\text{С}$  наблюдается весьма четкий второй экзотермический эффект, который связан с кристаллизацией рудного, пироксена, плагиоклаза. При тем-

г. 1. Кривые нагревания базальтового стекла

1 — потеря веса; 2 — кривая ДТА; 3 — кривая ДТГ; 4 — изменение вязкости ( $\eta$ , пуаз)

уре 1050—1100°С резко снижается вязкость базальтового стекла лтата плавления.

улканическом шлаке можно предположить наличие двух состояний

Кроме воды, присутствуют ОН и  $\text{CO}_2$ . О наличии двух типов свидетельствуют две полосы поглощения на ИК-спектрах: 3500 и 3200  $\text{см}^{-1}$ . При низких температурах выделяется под-я вода (3200  $\text{см}^{-1}$ ). При высоких температурах (550—850°С) яются структурная вода (3300—3500  $\text{см}^{-1}$ ), углекислый газ и ОН.

### изовое сырье (пемза и пористые стекловатые породы)

*прография.* Пемзой называют пористую вулканическую породу, з которой изменяется от андезито-дацита до риолита. Объемная ость пемзы обычно меньше единицы. К пемзовидным породам ятся пористые породы того же состава, объемная плотность кото-варьирует от 1,5 до 1,0. Благодаря относительно низкому жанию железа окраска пемзы обычно желтая или белая. Встре-я маложелезистые разновидности пемзы ярко-белой окраски.

иза и пемзовидные породы, как и шлаки, состоят из вкраплен-, стекла и пор.

ержание вкрапленников в пемзе различно: от десятых долей



процента до 20—30%. Вкрапленники могут быть представлены моноклинным и ромбическим пироксенами, роговой обманкой, биотитом, амфиболом, плагиоклазом, рудным, шпинелью. Чем больше вкрапленников в пемзе, тем хуже ее технические свойства.

Относительно плотные разновидности пористого стекла могут содержать кристаллы микролитового типа размером в десятые и сотые доли миллиметра. Встречаются также тела правильной сферической формы до 0,015—0,05 мм в диаметре. Под микроскопом они выглядят совершенно гомогенными. Однако рентгеновские исследования показали, что сферолиты имеют сложный состав. Преобладающей фазой является щелочной полевой шпат ( $d = 3,18\text{—}3,20 \text{ \AA}$ ), в подчиненном количестве присутствует кристобалит ( $d = 4,00 \text{ \AA}$ ). Внутри сферолитов часто встречаются зародыши, или центры, кристаллизации, представленные рудным минералом. Кроме плагиоклаза и сферолитов, встречаются и другие виды микролитовой фазы. Они могут быть представлены амфиболом, пироксеном, биотитом.

Для некоторых разновидностей пемзы, главным образом эффузивного и экструзивного генезиса, а также пемз, образующих скопления вокруг вулканических жерловин, характерен весьма сложный минеральный состав порового пространства. На поверхности стенок пор наблюдались включения минералов в виде отдельных кристалликов, их сростков и агрегатов. В зависимости от морфологии и габитуса среди кристаллических образований можно выделить следующие разновидности: а) стержневидные и нитевидные кристаллы, б) сферические выделения, в) сложные розетковидные агрегаты, г) кубы и октаэдры, д) выделения стекла правильной сферической формы.

Нитевидные кристаллы имеют структуру серпентина, выделения сферической формы относятся к самородному железу, розетковидные агрегаты представлены выделениями кремнезема, правильные сферические тела представлены редкой разновидностью глобулярного галлуазита.

Весьма важными характеристиками пористых стекол являются пористость, плотность, гранулометрический состав, теплопроводность, прочность и т.д.

*Пористость и плотность.* Вулканическое стекло образует основную массу пемзы и пемзовидной породы. В зависимости от объема пористого пространства выделяются пористые и пемзовидные стекла, а также пемзы. К пористым мы относим кислое вулканическое стекло, в котором пористость варьирует от 15—20 до 50%, к пемзовидным — с пористостью от 50 до 70% и к пемзам — с пористостью выше 70%. Пористые вулканические стекла можно разделять более подробно на плотные, слабопористые и собственно пористые (табл. 2).

В зависимости от размера пор можно выделить три группы пор: крупные — более 0,3 мм, мелкие — 0,05—0,3 мм и вакуоли — менее 0,05 мм. В пористом и пемзовидном стекле обычно присутствуют поры всех размеров, однако соотношения их меняются.

Общая пористость стекла не выше 20%, причем на долю крупных пор приходится до 5% от общего объема породы. Остальная часть порового пространства состоит из мелких пор и вакуолей (табл. III).

Т а б л и ц а 2. Классификация пемзовидных и пористых стекол

Название	Общая пористость, %	Объемная плотность в куске, г/см <sup>3</sup>
Стекло		
плотное	<20	>1,9
слабопористое	20—30	1,6—1,9
собственно пористое	30—50	1,2—1,6
пемзовидное	50—70	0,9—1,2
Пемза	>70	<0,4—0,9

Крупные поры имеют линзовидную в плане и щелевидную в разрезе форму пор. Крупные поры в большинстве случаев открытые. Мелкие поры и вакуоли распространены по всему объему плотного перлита достаточно равномерно. Вакуоли имеют наиболее правильную эллипсоидную форму. Стенки вакуолей гладкие. Когда вакуоли не вскрыты при изготовлении шлифа, они содержат капли раствора, занимающего от 1/2 до 4/5 их объема. Суммарный объем вакуолей в плотном стекле составляет 7—9%. В указанный объем входят ультратонкие вакуоли размером в десятые и сотые доли микрона, заполненные концентрированными растворами хлоридов. При вскрытии вещество вакуолей выплескивается на поверхность образца и кристаллизуется с образованием кубических кристаллов сильвина и галита [32, 35]. Стенки вакуолей, как мы уже отмечали, могут быть покрыты кристалликами магнетита, шпинели, сульфидов.

Для слабопористых стекол характерен несколько иной характер гиалиновой массы. Кроме округлых пор относительно правильной формы, присутствуют сложные многокамерные поры. Характерно также наличие переплетающихся волокон стекла. Крупные поры занимают приблизительно 10% объема породы, мелкие — 10—12 и вакуоли — 5—9%. Количество микролитов в слабопористом стекле меньше, чем в плотном.

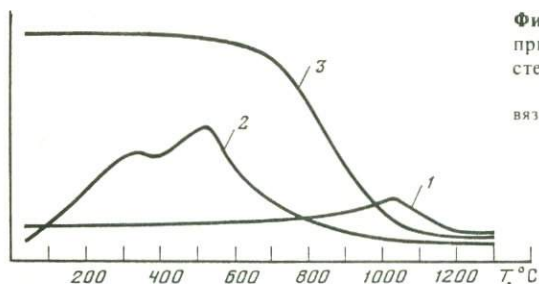
Пористое стекло имеет гиалиновую структуру основной массы. В нем значительно меньше микролитов по сравнению с более плотными разновидностями стекла. На долю крупных пор приходится 30—35% от общего объема породы. Мелкие поры занимают 10—20% и вакуоли порядка 5—8% от объема порового пространства.

Пемзовидное стекло характеризуется весьма сложной структурой порового пространства. Крупные поры обычно составляют порядка 30%, мелкие — 20% и вакуоли около 5% от общего объема пор пемзовидного перлита. Сложный характер порового пространства выявляется при изучении в сканирующем электронном микроскопе. Поры перегорожены причудливо изогнутыми стенками разной толщины, а также нитями и тяжами [35]. Структура порового пространства напоминает вспученную пенистую массу. Поры имеют вид сложных лабиринтов с тонкими нитевидными перегородками. Как и в плотной разновидности стекла, на стенках мелких замкнутых пор также присутствуют мелкие кристаллики кубовидного габитуса. Ультратонкие поры заполнены растворами хлоридов.



Пемза и пемзовидное стекло макро- и микроскопически весьма близки; различие заключается только в еще более сложном характере порового пространства у пемзовидного стекла. Количество крупных пор (по нашей классификации) достигает 50%, иногда несколько больше. Вакуоли присутствуют в тонких перегородках. Некоторые нити, присутствующие в пемзе и в пемзовидном стекле, усложнены раздувами, имеющими вид стеклянных шариков.

*Гранулометрический состав и насыпная плотность.* В зависимости от условий формирования пемзы образуют тела, или почти полностью



Фиг. 2. Характер выделения летучих при нагревании кислого пористого стекла

1 —  $\text{CO}_2$ ; 2 —  $\text{H}_2\text{O}$ ; 3 — изменение вязкости при нагревании

состоящие из пемзового гравия определенного размера, или весьма пестрого гранулометрического состава, в которых значительную часть составляют инородные тяжелые примеси. В качестве примера можно привести соотношение фракций (в мм) и плотности в пемзовых отложениях р. Ильинской (в мас.%) соответственно: больше 75 — 2; 50—75 — 1; 25—50 — 5; 13—25 — 7; 6—13 — 12; 3—6 — 7; 1—3 — 16; 0—1 — 52. Насыпная плотность соответственно характеризуется следующими величинами (в  $\text{кг}/\text{м}^3$ ): 370, 346, 499, 579, 673, 801, 821, 1187. При обогащении могут быть выделены легкие —  $278 \text{ кг}/\text{м}^3$ , средние —  $339 \text{ кг}/\text{м}^3$  и тяжелые —  $1200 \text{ кг}/\text{м}^3$  фракции. Для того чтобы получить бетоны марки 1000—1100  $\text{кг}/\text{м}^3$  по массе, после добычи природную смесь необходимо обогащать. Необходимое для бетона количество мелкой фракции может быть получено путем обогащения песка и додрабливания кусков размером крупнее 20 мм. Естественная влажность смеси составляет 18—20%. Водопоглощение в зависимости от пористости колеблется от 25 до 65%.

*Теплопроводность.* Для определения теплопроводности были взяты крупные образцы и пемзовая засыпка. Средняя теплопроводность трех высушенных образцов пемзы Ильинского месторождения составила 0,11  $\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{C}^\circ$ . Дробленая пемза того же месторождения (фракция 10—20 мм, насыпная плотность  $350 \text{ кг}/\text{м}^3$ ) составила 0,12  $\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{C}^\circ$ . Коэффициент теплопроводности риолита при нулевой пористости и плотности  $2200 \text{ кг}/\text{м}^3$  составляет 0,78  $\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{C}^\circ$ , при пористости 30% и плотности  $1500 \text{ кг}/\text{м}^3$  коэффициент теплопроводности равен 0,41, при пористости 60% и плотности  $900 \text{ кг}/\text{м}^3$  — 0,22 и при пористости 82% и плотности  $400 \text{ кг}/\text{м}^3$  — 0,10  $\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{C}^\circ$ .

Прочность пемзы может колебаться довольно в значительных пределах: от 6—8 до 15—20  $\text{кгс}/\text{см}^2$ . Прочность пемзового гравия Ильин-



ского месторождения (определялась в цилиндре) составляет 10,1—10,2 кГс/см<sup>2</sup>. Твердость пемзы по Моосу 5—6,5. Пемза обычно не вспучивается при обжиге. Однако известны разновидности пористых пирокластических пород, которые хорошо вспучиваются при обжиге до 900—1100°С и по этому признаку относятся к особым разновидностям перлитового сырья. Известны случаи вспучивания пемзового песка (фракция менее 5 мм), залегающего совместно с крупными невспучивающимися обломками пемзы. Обогащение водой мелких фракций пемзового песка связано с явлениями вторичной гидратации.

*Термические свойства.* В зависимости от характера дегидратации выделяются два основных типа вулканического стекла: первый — характеризуется присутствием небольшого количества воды, которая начинает выделяться при относительно низкой температуре порядка 300°С и завершается при 1000°С, второй — характеризуется значительным количеством воды (около 2—5 мас. %). Вода второго типа дегидратации выделяется в интервале от 200 до 900°С, однако максимум дегидратации приходится на температуры 400 и 500°С (фиг. 2).

Стекло первого типа дегидратации относится к пемзе. При резком нагревании до 1000°С пемза не вспучивается. Кривая изменения вязкости сохраняет примерно одинаковый наклон в температурном интервале от 800 до 1100°С. Стекло, характеризующее второй тип дегидратации, относится к пемзовидным, пористым и слабопористым образованиям. При резком нагревании до 1000—1100°С стекло этого типа хорошо вспучивается, увеличиваясь в объеме в 10—20 раз. Благодаря высокой вязкости стекла кристаллизация в нем не происходит, поэтому кривая изменения вязкости имеет пологий характер.

### **Пористые стекловатые породы смешанного состава (пемзо-шлаки)**

В некоторых районах развития вулканизма встречаются весьма своеобразные стекловатые породы, названные пемзо-шлаками. Можно выделить пемзо-шлаковые образования двух типов. К первому типу относятся породы, встречаемые главным образом в виде вулканических бомб. Центральная часть таких бомб состоит из кислого стекла, а сверху в виде корки они покрыты пористым базальтом. В центральной части в кислом стекле обычно присутствуют реликты нерасплавленного песчаника и других подобных пород. Происхождение этих образований не вызывает сомнения. По-видимому, базальтовой магмой при подъеме были захвачены вмещающие породы, расплавлены и затем выброшены в виде бомб и лапиллей. Ко второму типу шлако-пемзовых пород относятся пористые стекловатые образования полосчатого строения. Наблюдается чередование полос андезитового и дацитового или риолито-дацитового стекла. Характер полосчатости различен. В одном случае наблюдаются крупные полосы или зоны андезитового шлака, как бы пронизанные тончайшими полосами дацита или риолито-дацита, в другом — соотношения темных и светлых полос примерно одинаковые и в третьем случае могут преобладать полосы кислого стекла. Темные полосы состоят из пористого андезитового шлака. Для них весьма характерно наличие большого

количества реликтов базальта с отчетливой долеритовой структурой. Ксенолиты базальта характеризуются интенсивной переработкой в процессе пирометаморфизма.

Светлые полосы в большинстве случаев не содержат ксенолитов каких-либо горных пород. В них присутствуют вкрапленники плагиоклаза, гиперстена и роговой обманки.

Подобные породы пользуются широким распространением в районе Курильского озера. Они образуют крупные залежи объемом в десятки миллионов кубометров.

#### ПРОИЗВОДСТВО И ПОТРЕБЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ШЛАКА И ПЕМЗЫ

*Вулканический шлак и пористый базальт.* Производство вулканического шлака в СССР и за рубежом составляет значительные объемы и из года в год увеличивается. В 1969 г. в США было добыто 2,7 млн т, в 1980 г. — 3,0 млн т, а в 1981 г. — 3,7 млн т. Столь резкий скачок в добыче шлака после 1969 г. объясняется, вероятно, резким удорожанием нефтепродуктов, необходимых для получения таких искусственных строительных материалов, как керамзит. Около 84% добычи сосредоточено в Аризоне, Калифорнии, Нью Мексико и Орегоне.

В СССР в 1970 г. было добыто 1,7 млн м<sup>3</sup> вулканического шлака, причем 85% добычи приходилось на Армянскую ССР. В данное время в АрмССР добывается порядка 70% от общесоюзной добычи. Значительное количество вулканического шлака добывается в Грузинской ССР на месторождении Оками (порядка 400 тыс. т. в год) и на Камчатке, месторождения Козельское, Шлаковое, Копыто (добыча составляет около 200 тыс. т в год). Небольшое количество шлака добывается в Приморском крае и Бурятской АССР (около 20 тыс. т в год).

Наиболее значительные запасы вулканического шлака сосредоточены в Армянской ССР. Крупные запасы вулканического шлака имеются в Грузинской ССР, Камчатской области и Бурятской АССР.

Наиболее значительное количество месторождений вулканического шлака (около одной трети всех запасов СССР) приходится на зону поперечного поднятия Закавказья, главным образом на Гегамский, Арагацкий и Джавахетский блоки. Крупнейшее в СССР месторождение вулканического шлака — Кармрашенское находится в пределах Арагацкого блока; в пределах Джавахетского блока известны около 50 шлаковых конусов, в том числе с различной степенью детальности изучены 11 шлаковых конусов. Запасы, разведанные по категории А + В + С<sub>1</sub> = 179,3 млн м<sup>3</sup>, по категории С<sub>1</sub> + С<sub>3</sub> — 35,6 млн м<sup>3</sup>. В настоящее время интенсивно разрабатывается Окамское месторождение. Остальные шлаковые конусы (Юмретепе, Тикманташ и др.) содержат сырье весьма высокого качества, но до настоящего времени не разрабатываются, так как расположены на значительном расстоянии от основных районов сосредоточенного строительства. Промышленное значение шлаков Западной Грузии резко возрастает в связи с завершением строительства ж.-д. магистрали Ахалкалаки—Тбилиси.



Вторым крупнейшим в СССР регионом, где сосредоточены месторождения вулканического шлака, является Камчатка, где известны около 450 шлаковых конусов. Однако разведано здесь всего четыре шлаковых месторождения. Три из них представлены шлаковыми конусами и одно — покровом вулканического шлака. Покров вулканического шлака был расположен в районе вулкана Козельского и назван Козельским месторождением. В данное время это месторождение в значительной степени выработано и добычные работы в ближайшее время будут сосредоточены на Паратунском месторождении шлака, где разведанные запасы составляют порядка 9 млн м<sup>3</sup>. В настоящее время здесь ведутся дополнительные разведочные работы по наращиванию запасов вулканического шлака.

После Закавказья и Камчатки третьим весьма перспективным на шлак районом является Юго-Восточное Прибайкалье и Западное Забайкалье. В пределах этого региона известно свыше 50 шлаковых конусов, образование которых связано с рифтовым вулканизмом верхнетретичного—нижнечетвертичного возраста.

В данное время разведаны три шлаковых конуса с суммарными запасами порядка 20 млн м<sup>3</sup>. Наиболее изученным является Хурай-Цакирское месторождение в Закаменском районе Бурятской АССР. Разведанные месторождения вулканического шлака в этом районе составляют 5 млн м<sup>3</sup>. Вместе с тем имеются перспективы для развития запасов и доведения их до 22 млн м<sup>3</sup>.

Весьма перспективны на вулканический шлак восточные окраины Хабаровского и Приморского краев. Вулканические шлаки связаны с вулканическими телами. Возраст базальтового вулканизма варьирует от палеоцена до нижнечетвертичного времени. Количество шлаковых конусов достаточно велико, однако с практической точки зрения эти вулканы изучены весьма слабо и пока мы не располагаем достаточными сведениями для суждения о масштабах месторождений и качестве сырья. То же самое относится к районам Закарпатья.

В настоящее время наблюдается резкое увеличение интереса к месторождениям вулканического шлака как сравнительно малоэнергоемкому строительному материалу с высокими теплозащитными свойствами.

*Пемза и пемзовидное стекло.* При оценке масштабов добычи пемзы обычно учитывают и пемзовый песок, называемый пумицитом, а также различного рода пуццоланические добавки. Суммарная добыча всех этих пород весьма значительна и уже многие годы остается на одном уровне, составляя порядка 14—15 млн т. Крупнейшими странами-производителями пемзы являются ФРГ, Греция, Италия и США (табл. 3).

В 1981 г. по сравнению с 1977—1979 гг. в США производство пемзы сократилось на 53%. На столько же уменьшилось производство пемзы и в ФРГ. Однако в таких странах, как Греция и Испания, оно несколько возросло. Анализ потребления пемзы в США с 1977 по 1981 г. показывает, что сокращение потребления пемзы произошло главным образом в строительстве, что обусловлено резким уменьшением (начиная с 1981 г.) объема строительных работ.



Т а б л и ц а 3. Производство пемзы и пуццоланов главными странами-производителями пемзы (в тыс. т)

Страна	1977 г.	1978 г.	1979 г.	1980 г.	1981 г.
США	1178	1208	1172	543	499
ФРГ	1928	2301	1579	890	880
Греция					
пемза	626	827	692	695	690
пуццолан	1385	1565	1235	1650	1650
Италия					
пемза	825	860	940	990	880
пуццолан	6300	6400	6500	6600	6600
Испания	1027	1759	854	860	1100

Т а б л и ц а 4. Использование пемзы в США (в тыс. т)

Виды использования	1980 г.	1981 г.
Бетонные смеси и заполнитель бетона	459	404
Абразивы, включая чистящие средства	27	19
Строительство искусственного рельефа	19	34
Прочие	38	42

У нас в стране в 30-е годы широко использовались в строительстве пемзы Анийского месторождения (АрмССР). В настоящее время это месторождение практически выработано и пемза, еще добываемая в небольшом количестве на Анийском месторождении, используется главным образом как абразив и наполнитель в чистящие пасты и т.д.

В строительстве широко используются пористые вулканические стекла некоторых месторождений Армянской ССР, в частности Джраберского и Чаренцеванского. Годовая добыча пористых стекол и пемзовидных пород составляет порядка 1—1,2 млн м<sup>3</sup>.

В данное время на первое место начинают выходить пемзовые месторождения Камчатского полуострова, в частности Ильинское месторождение пемзы, расположенное к юго-востоку от Курильского озера. Прогнозные запасы пемзы на этом месторождении составили порядка 1 млрд м<sup>3</sup>.

Кроме Ильинского месторождения, в этом районе имеется целый ряд залежей пемзы, которые также пространственно тяготеют к впадине Курильского озера. Суммарные запасы пемзы в этом районе можно оценить в 10—15 млрд м<sup>3</sup>. Крупные залежи пемзы расположены также к северу от Курильского озера в районе вулкана Ксудач. Камчатский полуостров можно рассматривать как сырьевую базу строительных материалов всесоюзного значения.

Традиционным потребителем пемзы и вулканического шлака является строительная индустрия. В США большая часть пемзы используется для производства бетонных смесей и как заполнитель в бетоны (табл. 4).

В СССР пемза использовалась главным образом в строительстве. Сооружения, построенные из материалов, изготовленных на основе пемзы, находятся (за немногим исключением) в Армянской ССР. Добываемая здесь пемза вывозится в другие районы и используется главным образом в качестве абразива. В 1982—1986 гг. широкие исследования по использованию пемзы Ильинского месторождения были проведены в институте ЦНИИЭПжилища совместно с ИГЕМ АН СССР. Теплоизоляционно-конструкционные бетоны марки 50, 75 и 100 имеют соответственно плотность 950, 1100 и 1200 и коэффициент теплопроводности 0,24—0,26 Вт/м · С°.

В зарубежных странах, и в частности в США, вулканический шлак используется главным образом при строительстве дорожных покрытий порядка 2 млн 856 тыс. т в год. В СССР в Армянской ССР вулканический шлак используется при строительстве дорог. На Камчатке и в Забайкалье вулканический шлак широко применяется в гражданском и промышленном строительстве. Из вулканических шлаков получают широкую гамму конструктивно-теплоизоляционных бетонов с объемной плотностью от 1350 до 1450 кг/м<sup>3</sup> марок от 50 до 100 соответственно. Вулканический шлак также используют для получения конструктивных бетонов с объемной плотностью 1600—1700 кг/м<sup>3</sup> марок 150—200. Возможно также применение шлака как наполнителя пластмасс, в частности формальдегидных смол. Весьма перспективным направлением является применение шлака в сочетании с другими видами легких заполнителей, например пемзой и вспученным перлитом.

Несмотря на то что теперь все в большем и большем количестве появляются новые искусственные строительные материалы и различного рода пластмассы, природные пористые породы вулканического происхождения все равно остаются главным видом дешевых строительных материалов.

## Глава II

### ОСНОВНОЙ И СРЕДНИЙ ЭКСПЛОЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ШЛАКА

Месторождения вулканического шлака представлены главным образом шлаковыми конусами и реже покровами. Они могут быть связаны с основным, средним и промежуточным по составу вулканизмом. Особенности строения конусов, соотношение между пирокластическим и эффузивным материалом и состав шлаков в значительной степени зависят от характера вулканизма и его связи с региональными вулcano-тектоническими структурами. Выделяются два главных типа вулканических структур: линейные и центральные.

Структуры линейного типа в свою очередь подразделяются на следующие структурные линеаменты: а) рифтовые зоны океанических хребтов и оперяющие их разломы, б) рифтовые зоны континентов, в) вулcano-тектонические депрессии и зоны разломов островных дуг.



Типичным примером вулканизма, связанного с рифтовыми зонами океанических хребтов, является вулканизм Исландии, где насчитывается несколько сот месторождений вулканического шлака. Шлаковые конусы о-ва Исландия расположены на северном окончании Северо-Атлантической рифтовой зоны. В качестве примера трещинного извержения можно привести образование шлаковых конусов на разломе длиной до 25 км, ответвляющиеся от вулкана Лаки. На этом разломе в течение года образовалось около ста конусов высотой до 60—90 м каждый.

С рифтовыми зонами континентов связаны шлаковые конусы Восточно-Африканского рифта, долины Афар, рифтов р. Иордан и их продолжения в Закавказье (Джавахетское нагорье), а также шлаковые конусы Западного Забайкалья (Тункинские, Джидинские и Витимские вулканы).

С вулкано-тектоническими депрессиями и оперяющими их зонами разломов связаны месторождения вулканического шлака Камчатки, Восточно-Сихотэ-Алинского и Западно-Сихотэ-Алинского поясов. В пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса расположены шлаковые конусы Охотского побережья, к Западно-Сихотэ-Алинскому поясу относятся шлаковые конусы Уссурийского и Хабаровского районов. Характерно, что в этих районах кроме месторождений базальтовых шлаков встречаются месторождения андезитовых шлаков.

Со структурами центрального типа соответственно связаны вулканические аппараты центрального типа. Крупные вулканы обычно расположены на пересечении разломов различного направления. Поэтому жерло вулканического аппарата имеет форму цилиндра. К подобным крупным вулканам относятся Ключевской вулкан, Авачинский вулкан и др. Месторождения вулканического шлака или шлаковые конусы обычно связаны с побочными прорывами, расположенными на склонах главного вулканического аппарата. Эти конусы обычно приурочены к радиальным и кольцевым разломам. С отдельными вулканическими аппаратами может быть связано до 50—60 шлаковых конусов. По составу шлаки обычно относятся к андезитобазальту.

Среди месторождений вулканического шлака ранее были выделены рыхлые конусы, конусы со стержнем спекания и конусы, сопровождающиеся лавовыми излияниями различной мощности [49]. Последний тип шлаковых конусов подразделяется нами на два подтипа: а) шлаковые конусы с ограниченным количеством эффузивных образований, б) шлаковые конусы, для которых характерно резкое преобладание эффузивной деятельности по сравнению с пирокластической.

## **ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ**

### **Геологическое строение и вулканизм**

Джавахетское нагорье является плиоцен-четвертичной вулкано-тектонической структурой, сформированной в посторогенный этап развития Малого Кавказа. С севера и юга нагорье ограничено глубинными разломами общекавказского простирания. Северный разлом отделяет его от Аджаро-Триалетской складчатой зоны, а южный — от



Арагацкого тектонического блока. К западу от Джавахетского нагорья находится Ахалцихская котловина — тектоническая депрессия, заполненная верхнемиоцен—нижнеплиоценовыми эффузивами. К востоку от него распространены породы мелового, палеогенового, эоценового возраста и палеозойские гранитоиды Храмского кристаллического массива. Площадь нагорья составляет около 3,3 тыс. км<sup>2</sup>.

Джавахетское нагорье формировалось при общей активизации территории Малого Кавказа, вызванной движением Аравийской плиты в сторону Евразии. Активизация происходила при ведущей роли транскавказских разрывных нарушений и складчатых дислокаций, имеющих субмеридиональное направление и связанных с крайними северными ответвлениями системы рифтов Красного моря [31].

Джавахетское нагорье находится в осевой части Транскавказской тектонической зоны, на линии вулканов Арарат—Арагац и далее Казбекский вулканический массив. С этой зоной связана высокая интенсивность в Джавахетии процессов плиоцен-четвертичного вулканизма, продолжавшихся вплоть до голоцена, а по некоторым данным и в течение голоцена.

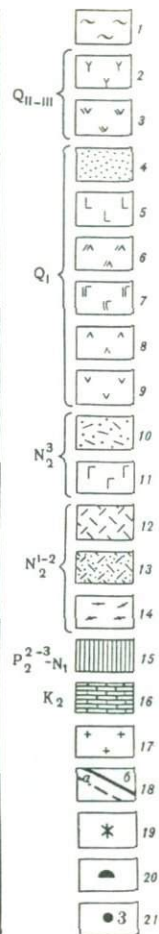
Морфологию нагорья определяют горные цепи Самсарского и Кечутского хребтов. Они состоят из крупных полигенных вулканов и моногенных шлаковых конусов. Наиболее высокие вершины: Большой Абул (3304 м), Годореби (3191 м), Самсар (3288 м) сосредоточены в пределах Самсарского хребта. В пологой долине между Самсарским и Кечутским хребтами находится Параванское озеро, образованное в результате подпруживания р. Паравани лавовыми потоками [43]. Другое крупное озеро — Таблицури, расположенное у северного окончания Самсарского хребта, образовалось в котловине вулканического происхождения [56].

С запада к Самсарскому хребту примыкает Ахалкалакское плато — территория распространения обширных покровов долеритовых базальтов.

В тектоническом отношении Джавахетское нагорье находится в западной части Артвинско-Болнисской глыбы. Верхнемеловые и палеогеновые породы складчатого субстрата, обнажающиеся восточнее нагорья, к западу постепенно погружаются под плиоцен-четвертичную вулканогенную толщу.

Основными тектоническими элементами на территории Джавахетии являются Самсарский и Кечутский глубинные разломы, возникшие в конце миоцена [51]. Кроме Центрального Самсарского разлома, к которому приурочены наиболее крупные вулканические массивы, были выделены Восточный и Западный Самсарские разломы (фиг. 3). Последний проходит вдоль подножья Самсарского хребта, отделяя его от Ахалкалакского плато. Крупные разрывные нарушения сопровождаются сериями меридиональных трещин, вдоль которых расположены отдельные вулканические аппараты.

В южной части Джавахетии имеются диагональные разломы северо-западного простирания. Предполагается, что они возникли в результате ступенчатых сбросов, связанных с движением блоков кристаллического фундамента.





Геологическое строение Джавахетии определяют плиоцен-четвертичные вулканогенные породы. Они сплошным чехлом покрывают сильно дислоцированные отложения верхнего мела и палеогена. Вулканиды представлены разнообразными по составу пирокластами, потоками, экструзивами. Петрографические особенности и стратификация этих пород были рассмотрены в ряде работ [7, 28, 37, 56], среди которых особое место занимает фундаментальный труд Н.И. Схиртладзе [42], посвященный неоген-четвертичному вулканизму Грузии. Наиболее детально геологическое строение Джавахетского нагорья было изучено Д.Г. Джигаури и Ч.В. Махниашвили в процессе геологической съемки этой территории в масштабе 1:50000.

Опираясь на результаты приводимых работ, а также на данные армянских вулканологов [21, 55] и наши собственные исследования, в разрезе вулканогенной толщи Джавахетии можно выделить три комплекса пород: нижний ( $N_1^2-N_2^2$ ), средний ( $N_3^2$ ) и верхний ( $Q_{I-III}$ ).

Туфогенно-осадочные породы и кислые эффузивы, образующие нижний комплекс, являются возрастными аналогами отложений гонерской и кисатибской свит. В нижней части комплекса залегают туфопесчаники, туфоконгломераты и брекчивые лавы андезитобазальтов с внутриформационными покровами базальтов. Верхнюю его часть образуют исключительно средние и кислые лавы и пирокласты, которые являются наиболее древними среди обнажающихся на поверхности нагорья вулканических пород. Они представлены андезито-дацитами и дацитами светло-серого и розового цвета с порфировой структурой. Эти породы мощным чехлом (до 850 м) покрывали большую часть Джавахетского нагорья, а в настоящее время обнажаются в основании Самсарского и Кечутского хребтов, в районе оз. Таблицури, в долине р. Куры. Наиболее кислые разновидности этих эффузивов представлены перлитами и риолитами из окрестностей сел Хертвиси, Накалакви, Ничгори, возраст которых составляет 6,0 млн лет (данные ИГЕМ АН СССР).

Средний комплекс состоит из контрастных по составу вулканидов: долеритовых базальтов, распространенных на Ахалкалакском плато, и риолитов вулкана Коюн-Даг. Долериты образуют мощные (до 110—120 м) покровы, состоящие из отдельных потоков мощностью 15—30 м. Среди них местами отмечаются межпластовые озерно-аллювиальные отложения. Покровы долеритовых базальтов регионально распространены на территории Южной Грузии и за ее пределами.

**Фиг. 3.** Геологическая карта Джавахетского нагорья. Составлена по материалам Д.Г. Джигаури и Ч.В. Махниашвили с дополнениями Н.Н. Сергеева и А.М. Гараева

1 — современные рыхлые отложения; 2 — гиало-андезиты, андезито-дациты; 3 — верхнечетвертичные андезиты и андезито-дациты; 4 — озерно-аллювиальные отложения; 5 — оливиновые базальты с долеритовой структурой основной массы; 6 — андезиты и андезито-базальты; 7, 8 — андезито-базальты; 7 — афировые, 8 — пироксеновые; 9 — андезиты; 10 — риолиты, обсидианы, перлиты; 11 — верхнеплиоценовые базальты и андезито-базальты; 12 — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты; 13 — андезито-дациты и дациты; 14 — риолиты; 15 — туфобрекчии, мергелистые образования, порфириты; 16 — карбонатные и вулканогенные породы; 17 — гранитоиды Храмского кристаллического массива; 18 — разрывные нарушения: а — региональные, б — локальные; 19 — центры извержения с преобладающей эффузивной деятельностью; 20 — экструзивные купола; 21 — шлаковые конусы (месторождения): 1 — Владимирское, 2 — Покское, 3 — Юмретепское, 4 — Тикманташское, 5 — Модегское, 6 — Окамское, 7 — Инядаг



Они являются маркирующим горизонтом в вулканогенной толще Закавказья и датируются ачкагыл-бакинским временем. По данным вулканологов Армянской ССР, абсолютный возраст покровов долеритовых базальтов составляет 3,5 млн лет [21].

Риолиты вулкана Коюн-Даг имеют возраст 2,5 млн лет (определения были сделаны в ИГЕМ АН СССР). С этим вулканическим центром связано единственное в Грузинской ССР крупное месторождение перлитового сырья, которое обладает весьма высокими технологическими свойствами<sup>1</sup>.

Верхний комплекс образуют четвертичные андезитобазальты, андезиты и андезито-дациты. Основные эффузивы имеют весьма широкое распространение. Возраст этих пород ранне-среднеплейстоценовый. Их состав варьирует от оливиновых базальтов до амфибол-пироксеновых андезитов. Наиболее характерны андезитобазальты, содержащие 55—57% SiO<sub>2</sub>. Предыдущими исследователями (Н.И. Схиртладзе и др.) эти породы рассматривались совместно с покровами долеритовых базальтов в составе единой ахалкалакской свиты. В отличие от верхнеплиоценовых долеритов четвертичные андезитобазальты связаны с небольшими вулканическими центрами, расположенными вдоль локальных меридиональных разломов. Некоторые центры представляют собой шлаковые конусы. Именно к ним приурочены изученные нами месторождения вулканического шлака.

Выше в разрезе вулканогенной толщи находятся средние и кислые лавы, которые датируются поздним плейстоценом. Они широко распространены в верхней части Самсарского хребта — в виде отдельных потоков встречаются у его подножья. Химический состав этих лав варьирует от андезитов до риолито-дацитов. Андезиты содержат вкрапленники пироксена, в андезито-дацитах и дацитах преобладают вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза. Встречаются афировые разновидности.

Наиболее крупные экструзивные тела и потоки сложены андезитами. Наиболее крупное тело дацитов представлено потоком, отходящим от вершины вулкана Малый Абул.

В развитии вулканизма Джавахетии можно выделить три этапа. Первый этап, длившийся с конца миоцена до позднего плиоцена, соответствует началу воздымания нагорья. Он привел к формированию мощной толщи вулканических пород, среди которых основную роль играли кислые лавы и пирокласты. Второй этап имел место в позднем плиоцене; с ним связаны площадные извержения базальтов с долеритовой структурой и извержения риолитовых вулканов центрального типа. Контрастность составов этих вулканитов объясняется различным положением магматических очагов: мантийным — для основных расплавов и коровым — для кислых. Проявления кислого вулканизма этого этапа мы связываем с анатектическим плавлением нижних зон сиалической коры. Третий этап соответствует плей-

<sup>1</sup>Промышленные испытания сырья Параванского месторождения показали, что из него возможно получать более эффективные фильтровальные порошки, чем получаемые и применяемые в настоящее время.

стоену. Его начальная стадия характеризуется основным вулканизмом, а конечная — преобладанием кислого вулканизма. Развитие четвертичного вулканизма, таким образом, имело гомодромный характер. Можно предположить связь кислых вулканитов этого этапа с дифференциатами основных расплавов.

На формирование андезитобазальтовых магм большое влияние оказали процессы смешения и контаминации коровым материалом, которые происходили в промежуточных очагах. Именно смешением базитовых расплавов и коровых сиалических магм объясняют образование таких своеобразных пород, как кварцсодержащие оливковые базальты [39, 40].

Среди наиболее молодых четвертичных лав Джавахетии широко распространены дациты. Их присутствие является весьма характерной чертой вулканических районов, расположенных в осевой части Транскавказской зоны. Дацитовый вулканизм типичен для массива Арарат, Арагацкого блока, района вулканов Казбек и Эльбрус. Это явление ранее отмечал К.Г. Ширинян при сопоставлении вулканизма отдельных районов Армянской ССР [55].

Наблюдается много общего в вулканизме Джавахетии и Арагацкого блока, расположенного южнее. Для Арагацкого блока характерна следующая последовательность извержений: долеритовые базальты — кислый вулканизм Артени — ареальный базальтовый и андезитобазальтовый вулканизм (шлаковые конуса, окружающие массив Арагац) — дациты собственно Арагаца. В начале плейстоцена имела место мощная вспышка основного вулканизма, затем преобладал кислый вулканизм.

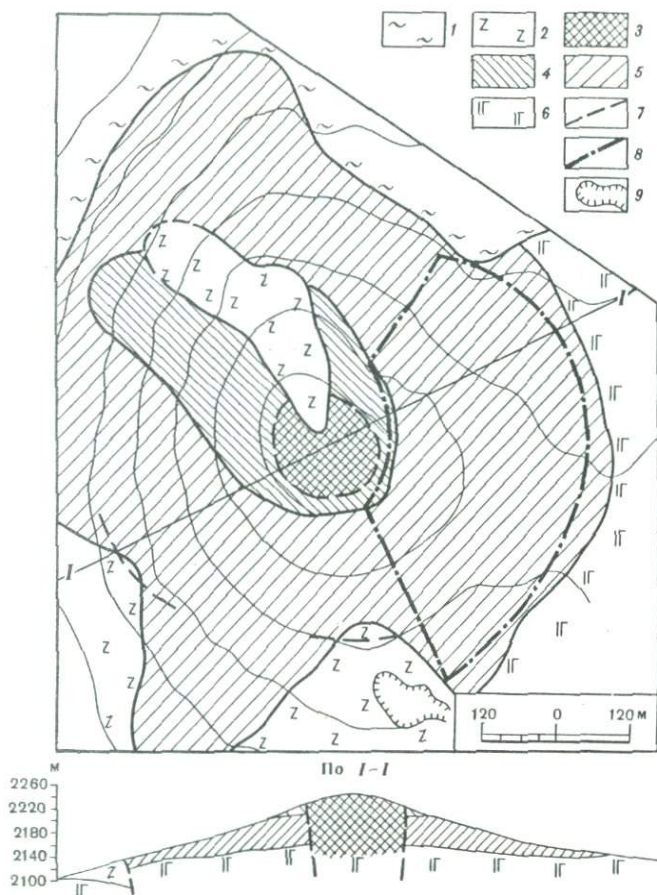
### **Месторождения вулканического шлака**

На территории Джавахетского нагорья находятся свыше 40 центров извержений, с которыми связаны промышленно значимые скопления вулканического шлака. Большинство из них тяготеет к зонам крупных меридиональных разломов. В юго-западной части нагорья положение вулканических центров контролируется разломом северо-западного простирания и оперяющимися его разломами низших порядков.

Месторождения вулканического шлака приурочены к сравнительно небольшим моногенным вулканам. В зависимости от характера извержений и соотношения эффузивных образований и пирокластов среди них можно выделить собственно шлаковые конусы (коэффициент эксплозивности — к.э. — 0,8—0,95), эффузивно-эксплозивные вулканы (к.э. 0,5—0,8) и преимущественно эффузивные вулканы (к.э. 0,1—0,5). Соответственно месторождения вулканического шлака также можно разделить на три группы. В данном разделе приводится описание наиболее характерных месторождений: Юмритепского, Покского, Модегского и Окамского. Эти месторождения рассматриваются как перспективные на шлак высокого качества для промышленной разработки, а одно из них интенсивно эксплуатируется в настоящее время.

*Месторождения, сформировавшиеся при резком преобладании эксплозивной деятельности.* Примером месторождений этого типа





Фиг. 4. Геологическая карта Юмритепского месторождения вулканического шлака. Составлена А.М. Гараевым и В.В. Наседкиным с использованием материалов Г.Я. Алибегашвили и Ш.Д. Лесгелидзе

1 — делювиальные отложения; 2 — андезитобазальты; 3 — красные спекшиеся шлаки; 4 — рыхлые черные и красные разнообломочные шлаки; 5 — то же, с большой примесью шлакового песка; 6 — базальты; 7 — тектонические нарушения; 8 — контур зоны наиболее легкого вулканического шлака; 9 — контур карьера

является Юмритепское месторождение. Месторождение образовано одноименным шлаковым конусом, расположенным в зоне Восточно-Самсарского разлома. Вулканическая постройка отличается правильной конической формой, имеет высоту около 100 м. Ее основание занимает площадь 0,98 км<sup>2</sup> (фиг. 4).

Строение месторождения относительно простое. В нижней части вулкана залегает ритмично-слоистая толща черных пористых шлаков. До 70% объема пирокластов составляют частицы щебня диаметром 2—5 см. Остальные пирокласты представлены лапиллями и песком. Пористость обломков, как правило, выше 50%. Мощность нижней толщи 40—60 м.



Т а б л и ц а 5. Гранулометрический состав проб вулканического шлака (в мас.%)

Номер пробы	Размер частиц, мм				
	0—2	2—20	20—50	50—100	более 100
136	24,5	38	15,5	22	—
142	19	19,5	23	23,5	18

Вверх по разрезу среди мелкообломочного пористого шлака появляются крупные бомбы диаметром 15—20 см. Внешние части бомб имеют небольшую (до 20%) пористость, внутренние, менее плотные — большую (40—60%) пористость. Количество бомб вверх по разрезу возрастает. Окраска обломков изменяется от вишнево-коричневой в нижней части конуса до красноватой ближе к его вершине. Мощность этих шлаков составляет около 15 м. В плане зона их распространения вытянута к северо-востоку от центра извержений.

На вершине вулкана преобладает шлак кирпично-красного цвета, что характерно для прижерловых образований. Больше чем на половину объема эти образования представлены крупным щебнем и вулканическими бомбами. Размер последних варьирует от 5—10 см до 0,5 м. Количество вулканического песка и лапиллей — 25—30%, мелкого щебня — до 20%. Среди пористых шлаков распространены плотные обломки, соответствующие по пористости внешним частям крупных вулканических бомб.

Лавовые потоки имеют ограниченное распространение. Один из них ответвляется от вершины вулкана в северном направлении. Длина потока около 400 м. Как и вулканические шлаки, лавы представлены кварцсодержащими оливиновыми андезитобазальтами. Лавы аналогичного состава отмечаются также в нижней части южного склона конуса. Южный выход лав вскрыт небольшим карьером на глубину 8 м.

Вулкан Юмрителе представляет собой типичный моногенный шлаковый конус. Длительные эксплозивные извержения вулкана завершились излиянием небольших порций лав из главного центра и бокового прорыва на южной периферии конуса.

Распространенные на месторождении шлаки достаточно однородны по своим характеристикам. Величина общей пористости в среднем равна 55—60%. Содержание стекла несколько ниже, чем на других известных месторождениях, и варьирует в пределах от 40 до 85%, в среднем около 70%.

Отмечается возрастание крупности обломков по направлению к вершине конуса. Это видно, например, из сравнения гранулометрического состава двух проб: пробы 136, отобранной из основания вулкана, и пробы 142, отобранной ближе к вершине (табл. 5).

Наиболее удобными для разработки являются восточная и северо-восточная части месторождения. Здесь сосредоточено не менее 4,9 млн м<sup>3</sup> вулканических шлаков. Общие запасы месторождения составляют около 19,5 млн м<sup>3</sup>.

К рассматриваемой группе следует отнести Покское месторож-

дение вулканического шлака. Оно приурочено к шлаковому конусу, который расположен в 5 км к северу от вулкана Юмритепе и связан с Восточно-Самсарским разломом. Покский шлаковый конус имеет высоту 75 м. Его основание несколько вытянуто в меридиональном направлении и имеет размеры 800 × 650 м. Конус частично эродирован. Его современная вершина представляет собой восточную часть стенки кратерной впадины. Западная часть вулканической постройки перекрыта лавами вулкана Малый Абул. По составу шлаки Покского месторождения относятся к андезитам.

В строении шлакового конуса принимают участие черные шлаки, слагающие его основание, и красные шлаки привершинной зоны. Черные шлаки образуют толщу мощностью около 40 м. Они характеризуются следующим гранулометрическим составом (в %): песок — 15, лапилли — 10, мелкий щебень — 35—40, крупнощебенчатый материал — до 25. Обломки диаметром более 10 см составляют 5—8%. Пористость шлаков в среднем составляет 55—60%. Наиболее характерны обломки с порами размером 1—3 мм, но встречаются крупнопористые и пузыристые разновидности.

Вверх по разрезу черные шлаки довольно резко сменяются коричнево-бурыми и кирпично-красными. Одновременно заметно увеличивается (до 15—20%) количество крупных вулканических бомб. Красные шлаки обычно имеют пористость 45—55%. Крупнопористые и пузыристые разновидности встречаются заметно реже, чем мелко- и среднепористые. Среди красных шлаков выделяются два участка, где пирокласты представлены мелкообломочным агглютинатом. Один из участков совпадает с вершиной конуса, другой — находится в 200 м к юго-юго-западу от вершины. Покраснение шлаков здесь наиболее сильное; спекание шлаков сопровождалось деформацией обломков и заметным уменьшением пористости.

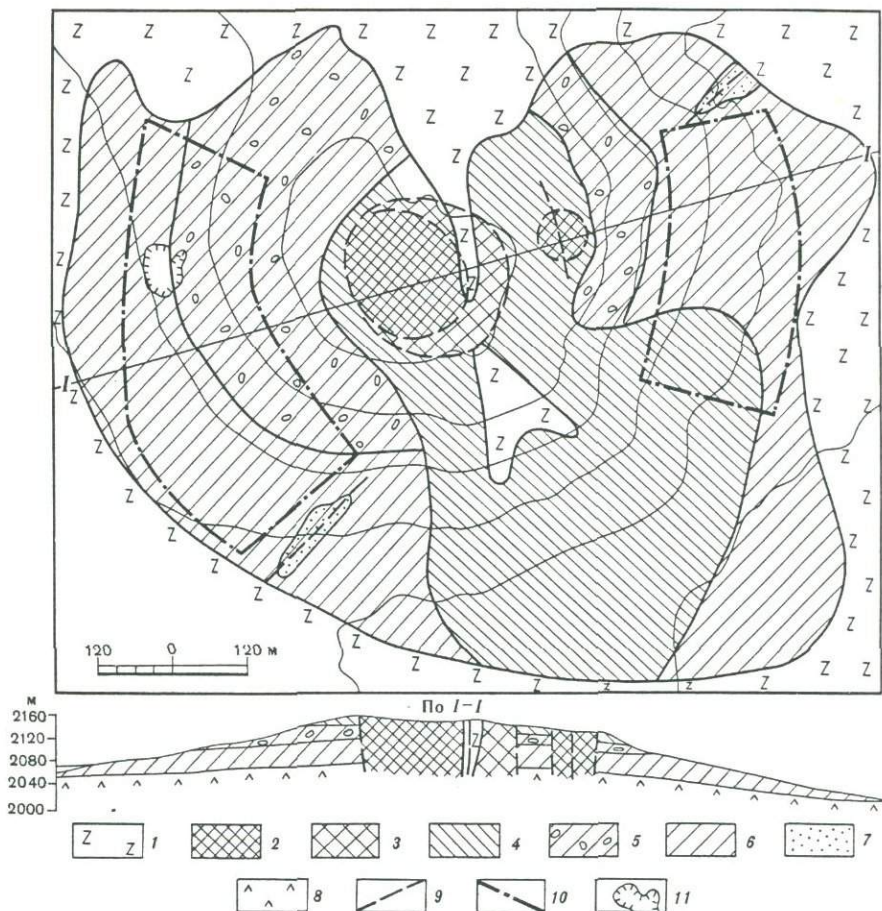
В северной части месторождения поток андезитов, излившихся из бокового прорыва, перекрывает пирокласты. Обломки лав распространены и в делювиальных отложениях около вершины конуса. Очевидно, здесь также имели место небольшие "выплески" лав.

Извержение Покского вулкана происходило главным образом из центра, существовавшего на месте кратерной впадины. Вблизи центра извержения преобладают красные окисленные шлаки, на удалении — черные мелкообломочные. Завершающие эксплозии были приурочены к дугообразной трещине, проходящей вдоль края кратерной впадины. Лавовый прорыв на севере вулкана образовался после извержения основной массы шлаков.

Запасы шлака на Покском месторождении составляют около 18 млн м<sup>3</sup>. Наиболее удобной для эксплуатации является юго-восточная часть месторождения, где залегают пористые мелкообломочные шлаки с насыпной плотностью 680—750 кг/м<sup>3</sup>. Содержание кристаллической фазы варьирует незначительно: от 10—12 до 20%. Шлаки в центральной части несколько тяжелее (насыпная плотность около 800 кг/м<sup>3</sup>). Содержание кристаллической фазы в них составляет 15—25%.

*Эффузивно-эксплозивные месторождения.* На месторождениях этой





**Фиг. 5.** Геологическая карта Модегского месторождения вулканического шлака. Составлена А.М. Гараевым и Л.Л. Фидловской с использованием материалов Г.Я. Алибегашвили и Ш.Д. Лесгелидзе

1 — андезитобазальт; 2 — красный спекшийся шлак; 3 — рыхлый разнообломочный шлак красной окраски; 4 — черный разнообломочный шлак с высоким содержанием шлакового песка; 5 — черный разнообломочный вулканический шлак с вулканическими бомбами; 6 — то же, с песком и лапиллями; 7 — выходы древних фумарол; 8 — андезитобазальт; 9 — предполагаемые тектонические нарушения; 10 — контур перспективной зоны; 11 — контур карьера

группы сравнительно широко развиты лавовые потоки, способные в большей или меньшей степени усложнить разработку вулканических шлаков. Среди многочисленных объектов, отнесенных к данной группе, наиболее значительным является Модегское месторождение.

Месторождение находится в северо-западной части Джавахетии, в 22 км к северу от г. Ахалкалаки. Близость месторождения к шоссе Бакуриани—Ахалкалаки обуславливает возможность его скорого освоения.

Вулканическая постройка имеет правильную симметричную форму (фиг. 5). На ее вершине находится кратерная впадина с сильно-



эродированными краями. Размеры постройки довольно значительны: диаметр основания 1,5 км, высота около 150 м. Площадь распространения вулканических шлаков составляет 1,32 км<sup>2</sup>. Шлаки представлены оливиновыми андезитобазальтами.

На западном и восточном склонах вулкана имеются небольшие карьеры, образованные при непромышленной добыче вулканических шлаков для местного строительства. Эти обнажения, а также поверхностные разведочные выработки позволяют детально проследить изменения в пирокластической толще от основания к вершине вулкана. В нижней части толщи залегают черные и буровато-черные шлаки. Обломки хорошо стратифицированы по размеру. Отдельные слои и ритмы имеют крутое падение (20—25°) к периферии конуса. Среди обломков преобладают лапилли и мелкий щебень, составляющие в сумме 70—75% объема пирокластического материала. Пористость шлаков изменяется от 30 до 65%. Наиболее распространены пористые и пузыристые разновидности с объемом пор 45—55%.

На локальных участках шлаки изменены за счет фумарольной деятельности. По вулканическому стеклу развиваются глинистые минералы, образующие желтоватые налеты на поверхности обломков. Измененные шлаки имеют пониженные прочностные характеристики и не пригодны для строительства.

Ближе к центру вулкана в толще шлаков резко возрастает количество вулканических бомб. Их размер достигает 45—60 см. При картировании месторождения нами была околонтурена площадь распространения крупных вулканических бомб. Гранулометрический состав шлаков в пределах околонтуренной площади в целом характеризуется следующими соотношениями (в %): песок — 10—12, лапилли — 15—20, мелкий щебень — около 30, крупный щебень — до 20, бомбы — от 15 до 25. Пористость составляет для мелкообломочных частиц обычно 40—45%, для крупных обломков и бомб — до 65%. В последних поры распределены неравномерно: краевые части бомб значительно более плотные, чем внутренние.

В верхней части вулкана и на его юго-восточном склоне залегают красно-бурые шлаки, которые образуют толщу мощностью 10—15 м. Для красных шлаков характерны большое количество вулканических бомб — 20—25% объема пирокластов и относительно невысокая величина пористости обломков — 40—45%. Вблизи вершины рыхлые шлаки сменяются агглютинатом. Участок распространения агглютината приурочен к кратерной впадине и фиксирует главный центр извержения. Кроме него, на восточном склоне вулкана выделен боковой центр, с которым связано небольшое количество пирокластов.

От главного центра в северном и южном направлениях ответвляются лавовые потоки. Южный поток имеет длину 230 м и мощность 1,5—3,5 м. Северный поток значительно крупнее; он спускается от вершины к подножью шлакового конуса и, окружая его основание, протягивается на юг за пределы месторождения.

Таким образом, в деятельности Модегского вулкана можно выделить две фазы: взрывную и эффузивную.

Накопление вулканических шлаков происходило при чередовании

мелких эксплозий и мощных взрывных извержений, о чем свидетельствуют характер ритмичности и наблюдаемое местами несогласное залегание слоев пирокластики. Завершение эксплозий сопровождалось образованием кратерной впадины и возникновением мелких протектонических трещин в толще вулканических шлаков. На месторождении весьма отчетливо проявлена дифференциация шлаков по размеру, выраженная в отложении крупных бомб ближе к центру извержений и мелких обломков на удалении от него.

Для первоочередной разработки месторождения рекомендуются два участка, расположенные в основании западного и восточного склонов конуса. Западный участок имеет площадь 108 тыс. м<sup>2</sup>. Запасы сосредоточенных здесь шлаков составляют около 2700 тыс. м<sup>3</sup>. Восточный участок занимает площадь 92 тыс. м<sup>2</sup> и количество шлаков в его пределах равно 2200 тыс. м<sup>3</sup>. Общие разведанные запасы Модегского месторождения оцениваются 23,1 млн м<sup>3</sup>.

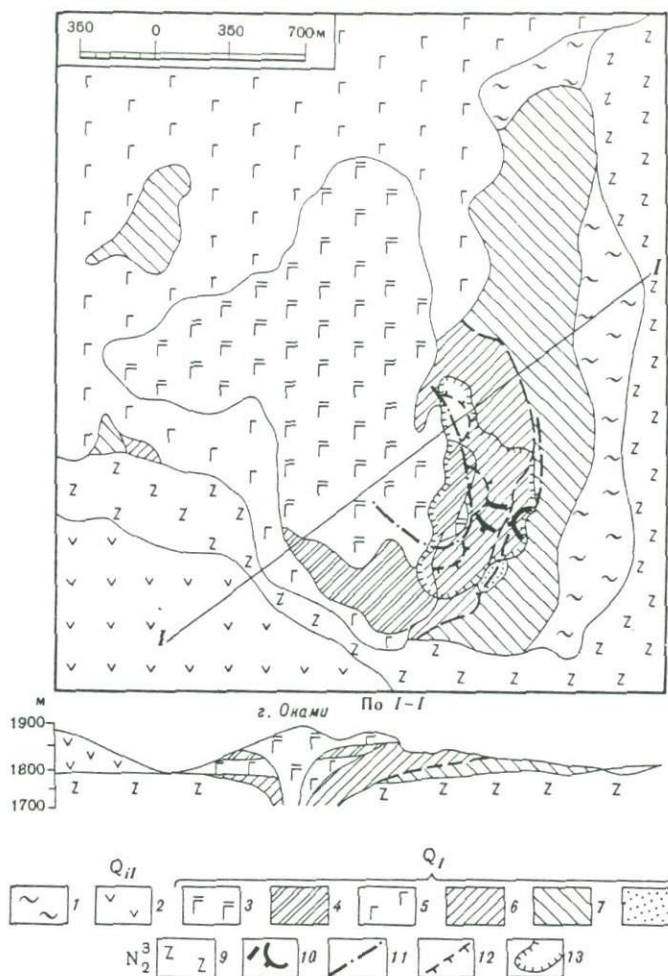
*Преимущественно эффузивные месторождения.* Месторождения этой группы приурочены к шлаковым конусам, фиксирующим центры извержений крупных лавовых потоков. Если излияние лав происходило из-под основания шлакового конуса, то горно-геологические условия разработки шлаков остаются достаточно благоприятными. Если лавы изливались из верхней части вулканической постройки, то ранее образованные шлаки могут быть полностью погребены под ними. Как правило, на месторождениях оба варианта эффузивных извержений отмечаются одновременно. При этом основная порция лав поступает на поверхность по трещинам в основании шлакового конуса, а небольшие потоки ответвляются от вершины. Примером может служить Сурпарское месторождение (разведанные запасы 36,6 млн м<sup>3</sup>), расположенное в юго-западной части Джавахетского нагорья.

Весьма характерным для данной группы является Окамское месторождение (фиг. 6), которое также находится в юго-западной части Джавахетии, в 17 км от г. Ахалкалаки. В настоящее время месторождение интенсивно разрабатывается. Годовая добыча вулканических шлаков превышает 400 тыс. м<sup>3</sup>.

Вулканическая постройка Оками имеет в центре кратерную впадину, открытую в северо-западном направлении. Диаметр основания постройки — 1,6—1,8 км, высота — 100 м. Лавовые потоки вулкана имеют длину до 7 км. Они перемежаются пирокластическими отложениями, которые составляют не более десятой части объема продуктов извержений. Как лавы, так и шлаки представлены оливиндвупироксеновыми андезито-базальтами с порфировой структурой. В восточной части вулканической постройки расположен карьер, который вскрывает шлаковую толщу на глубину 30—40 м. Это дает возможность наблюдать строение месторождения Оками в разрезе.

Разрез вулканических пород Оками начинается с пирокластов, залегающих на позднеплиоценовых долеритовых базальтах. Мощность пирокластической толщи достигает 50 м. Вблизи центра извержений толща состоит из ритмически-сменяющих друг друга отложений вулканического песка, лапиллей и щебня. Шлаки имеют густую буровато-красную окраску. В отдельных ритмах наблюдается спекание





**Фиг. 6.** Геологическая карта Окамского месторождения вулканического шлака:  
 1 — делювиальные отложения; 2 — андезиты и андезитобазальты вулкана Па  
 3 — андезитобазальты 2-й фазы; 4 — шлаки красные разнообломочные 2-й фазы; 5 —  
 базальты 1-й фазы; 6 — красные шлаки 1-й фазы; 7 — черные мелкообломочные шла  
 8 — измененные шлаки в местах выхода фумарол; 9 — долеритовые базальты; 10 — дай  
 базальтов; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания стратифицирован  
 13 — контур карьера

пирокластического материала. Для крупных обломков ха  
 линзовидная форма. У некоторых из них пористой являет  
 внешняя зона, а в центре находится плотный андезит  
 темно-серого цвета. Очевидно, в момент отложения обломки 1  
 достаточно остыть и сохранили пирокластичное состояни  
 объясняется невысокая в целом пористость шлаков, добыва  
 месторождении. Величина пористости варьирует от 25 до 6  
 среднем не превышает 40%. Насыпная плотность красных  
 составляет 800—1200 кг/м<sup>3</sup>.

С удалением от вулканического центра красные шлаки сменяются черными. Зона перехода между ними вскрыта в карьере месторождения. Здесь хорошо видно, что смена окраски обломков происходит без нарушения ритмичности. Глубокое окисление железа, сопровождавшееся изменением окраски шлаков, наверное происходило после отложения пирокластов. Для черных шлаков характерен меньший размер обломков, в них отсутствуют плотные частицы. Насыпная плотность черных шлаков равна 700—750 кг/м<sup>3</sup>. Черные шлаки распространены главным образом за пределами участка разработки на расстоянии 450—1500 м от центра извержений.

В восточном борту карьера на участке размером 120 × 40 м отмечены фумарольно-измененные, частично оглинившиеся шлаки. Зона изменения приурочена к трещине меридионального направления.

Разрывную прототектонику вулкана подчеркивают дайкообразные тела плотных андезитобазальтов, секущие пирокластические отложения. Эти тела ориентированы вертикально и соответствуют апофизам корневой системы андезито-базальтовых потоков. Их мощность равна 1,5—2,5 м. По отношению к вулканическому центру эти тела занимают как концентрическое, так и радиальное положение. Следует отметить, что дайки невыдержаны по мощности и простиранию и прослеживаются на поверхности в виде пунктирной линии.

Нижнюю шлаковую толщу перекрывает поток андезитобазальтов мощностью 25—30 м. Поток ответвляется от вулканического центра в западном и северо-западном направлениях и протягивается далеко за пределы месторождения. К востоку от вулканического центра мощность потока резко уменьшается и в карьере не превышает 2,5 м.

На андезитобазальтовых лавах залегает верхняя пирокластическая толща. Наиболее полный ее разрез наблюдается на южном склоне вулкана, где мощность толщи составляет 20 м. Как и в нижней толще, рыхлые пирокласты чередуются с агглютинированными шлаками. В карьере можно видеть непосредственное залегание этих пирокластов на шлаках нижней толщи. Граница между ними отмечена угловым несогласием.

Разрез пород вулкана Оками завершают лавы андезитобазальтов. Они образуют поток, который протягивается от вершины вулкана на северо-запад. Длина потока — 1,5 км, мощность — 30 м.

В деятельности вулкана можно выделить две фазы, каждая из которых начиналась с взрывных извержений и заканчивалась излиянием лав. Первая фаза была более мощной. Именно с ней связана основная масса вулканических шлаков месторождения.

Характер залегания шлаков нижней толщи позволяет выделить три центра взрывных извержений, которые функционировали одновременно. Центры приурочены к восточной части дугообразной трещины, которая соответствует подковообразной вершине вулканической постройки. С взрывными извержениями второй фазы связаны шлаки, залегающие в привершинной зоне вулкана и на южном склоне. Последующее излияние лав приурочено к западной части трещины.

По своим свойствам сырье месторождения Оками несколько уступает сырью других изученных объектов. Насыпная плотность добы-



ваемого на месторождении сырья составляет около 1000 кг/м<sup>3</sup>. Потоки лав перекрывают шлаковую толщу и остается доступной лишь небольшая часть шлаков вблизи вулканического центра. Эти шлаки относительно плотные; более легкие разновидности сосредоточены на северо-восточном фланге месторождения, но мощность легких шлаков невелика и запасы ограничены. Для расширения эксплуатации необходимы значительные вскрышные работы.

### Петрография шлаков и сопутствующих пород

Петрографические особенности шлаков рассматриваются на примере рыхлых пирокластов с хорошо выраженной шлаковой текстурой, которые слагают основную часть вулканических конусов. Под сопутствующими породами подразумеваются различные туфы и лавы массивной и пористой текстур, развитые в пределах изученных месторождений.

Вулканические шлаки подразделяются на разновидности в зависимости от объема и строения порового пространства. Кроме того, среди шлаков и массивных пород на основании минерального состава вкрапленников могут быть выделены дополнительные разновидности.

*Вулканические шлаки.* По составу вулканические шлаки Джавахетии отвечают базальту, андезитобазальту и андезиту (табл. 6). Наиболее основные шлаки распространены в пределах вулканических конусов юго-западной части нагорья, связанных с диагональным разломом. Для шлаковых конусов, тяготеющих к меридиональным

Т а б л и ц а 6. Химические составы (в мас.%) вулканических шлаков

Компонент	Базальты		Андезитобазальты		
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,65	53,55	54,10	54,38	54,71
TiO <sub>2</sub>	1,27	1,47	1,49	1,41	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23	16,20	15,50	15,74	17,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,77	8,75	6,68	7,88	6,54
FeO	1,15	1,02	3,38	2,12	1,05
MnO	0,13	0,15	0,15	0,12	0,12
MgO	6,49	4,83	6,00	5,17	7,33
CaO	7,48	7,27	6,82	5,84	4,75
Na <sub>2</sub> O	4,28	4,14	3,97	3,02	2,93
K <sub>2</sub> O	1,65	1,44	1,43	1,40	1,58
H <sub>2</sub> O	1,39	1,01	0,34	2,60	2,83
Li <sub>2</sub> O	0,0024	0,0030	0,0015	0,0011	0,0037
Rb <sub>2</sub> O	0,0038	0,0035	0,0017	0,0028	0,0050
Cs <sub>2</sub> O	0,00023	0,00003	0,00003	0,00010	0,00024
SO <sub>3</sub>					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					

Примечание. 1—11 — месторождения: 1 — Сульдинское, обр. Г-6-84; 2 — Окамское, обр. Г-1186-34; 3 — Модегское, обр. Г-39-84; 4 — там же, обр. Г-14в-84; 5 — Тикманташское, обр. Г-85-84;

разломам, характерен пестрый состав пород. Нередко из расположенных рядом и приуроченных к единому разлому вулканических центров один извергал оливиновые андезитобазальты, другой — андезиты, третий — кварцсодержащие андезитобазальты (например, вулканы Владимировский, Покский, Юмритепе). Тем не менее для некоторых разновидностей можно наметить приуроченность к определенным разломам. Например, кварцсодержащие андезитобазальты тяготеют к южному окончанию Самсарского глубинного разлома. В соответствии с общепринятой схемой рассмотрим вкрапленники и основную массу вулканических шлаков.

**В к р а п л е н н и к и.** Среди шлаков Джавахетского нагорья встречаются шлаки как практически афировые, так и содержащие до 5—10% вкрапленников. Наиболее распространенными минеральными ассоциациями являются: оливин + плагиоклаз, оливин + авгит, оливин + гиперстен, авгит + плагиоклаз + амфибол. В зависимости от минерального состава вкрапленников в шлаках изученных нами месторождений выделены следующие (в порядке возрастания содержания кремнезема) петрографические разновидности: 1) оливиновые базальты (Сульдинское, Сурпсарское месторождения), 2) оливин-пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты (месторождения Оками, Ташкалинское), 3) двупироксен-оливиновые андезитобазальты (Модегское, Тикманташское месторождения), 4) оливиновые андезитобазальты (Владимирское месторождение), 5) кварцевые авгит-оливиновые андезитобазальты (месторождения Юмритепе, Каратепское), 6) пироксе-

Андезиты					
6	7	8	9	10	11
55,10	55,30	58,40	58,70	61,30	61,72
2,09	2,49	1,07	2,25	1,64	0,88
15,00	14,28	15,46	15,00	15,13	15,15
2,87	6,64	4,56	6,60	5,12	2,05
4,13	0,09	2,04	0,00	0,19	2,93
0,14	0,13	0,12	0,12	0,10	0,09
6,90	5,99	4,74	5,15	4,60	3,82
7,50	7,17	5,71	6,10	4,96	4,81
3,89	3,76	4,15	4,05	4,08	4,15
1,67	2,59	2,01	1,91	2,30	2,38
0,15	1,14	0,97	0,11	0,35	1,12
0,07	0,05	0,07	0,05	0,05	0,07
0,46	0,52	0,36	0,04	0,39	0,37

6 — Владимирское, обр. Н-615-83; 7 — Юмритепе, обр. Г-161-83; 8 — Иньяк-Дагское, обр. Г-122/40-83; 9 — там же, обр. Г-118-83; 10 — Покское, обр. Г-151-83; 11 — там же, обр. Г-156-83.



новые и амфибол-пироксеновые андезиты (Тавшантепское, Инякдагское, Покское месторождения).

Оливин. Наряду с совершенными кристаллами оливина встречаются зерна неправильной формы, сильно корродированные веществом основной массы. Менее характерны кристаллы скелетной формы (размер 0,1—0,4 мм). Обычно представлен хризолитом с большим, близким к 90° углом 2V. Двупреломление порядка 0,030. Характерны зерна, покрытые корочкой гематита. Иногда гематит развивается по трещинкам или полностью замещает минерал. В этом случае кристаллы оливина в шлифе имеют ярко-красную окраску.

Моноклинный пироксен. В большинстве случаев моноклинный пироксен представлен авгитом, весьма редко встречается диопсид. Вкрапления имеют неправильную форму. Размер 0,1—0,3 мм, редко до 1 мм. В шлифе заметна слабая буроватая окраска. Характерны двойники со структурой песочных часов.

Гиперстен. Ромбический пироксен представлен гиперстеном. Как правило, образует коротко призматические зерна размером до 0,8 мм. Отчетливо плеохроирует. Двупреломление до 0,010. Для некоторых разновидностей вулканического шлака характерны опацитовые каемки.

Амфибол. Встречается в андезитах. Представлен базальтической роговой обманкой. Окраска по *Ng* красновато-коричневая, по *Np* розовато-желтая, до *Nm* зеленовато-желтая;  $c: Ng = 8^\circ$ . Призматические кристаллы роговой обманки имеют размеры 0,2—0,6 мм, окружены широкой опацитовой каймой.

Плаггиоклаз. В пироксеновых и амфибол-пироксеновых андезитах представлен андезин-лабрадором, содержащим до 51—53% анортитового компонента; в остальных разновидностях шлака представлен лабрадором. Зерна плаггиоклаза имеют призматическую форму, зональны; размер 0,1—0,8 мм. Характерны округлые включения стекла светло-коричневой окраски.

Кварц. В шлаках авгит-оливиновых андезитобазальтов (конусы Юмритепе, Каратепе) и андезитов встречаются кварцсодержащие разновидности. Большинство исследователей считают их ксенокристаллами. Зерна кварца обычно имеют слабо выраженную округлую форму. Размер 0,2—2 мм. В некоторых образцах хорошо заметен макроскопически. Угасание отчетливо, реже волнистое. Зерна кварца обычно окружены каймой, состоящей из мелких призмочек моноклинного пироксена. Ширина каемок варьирует от 0,1 до 0,2 мм.

Рудный минерал представлен сростками магнетита и ильменита.

**О с н о в н а я м а с с а.** Выше мы отметили, что промышленные свойства шлаков определяются главным образом двумя факторами: пористостью основной массы и содержанием в ней вулканического стекла. В зависимости от величины пористости нами предлагается выделять четыре разновидности вулканических шлаков: пузыристые, пористые, слабопористые, плотные. Подавляющее большинство шлаков характеризуется пузыристой или пористой текстурами.

Пузыристая текстура. Поровое пространство составляет от 50% до 70—75% объема породы. Оно образовано комбинацией пор различных размеров: ячеистых — крупнее 8 мм, крупных — 3—8 мм, средних —

1—3 мм и мелких — менее 1 мм. Ячеистые и крупные поры образуются за счет слияния трех-четырех пор меньшего размера и имеют неправильную форму. Они, как правило, сильно деформированы: растянутые, сжаты, изогнуты. Средние и особенно мелкие поры имеют сферическую форму и находятся в перегородках между крупными порами.

Основная часть порового пространства пузыристых шлаков приходится на долю крупных полостей, частично соединенных между собой. Реже в шлаках преобладают изолированные средние и мелкие поры. Следует отметить, что такие шлаки при использовании в качестве заполнителя бетонов требуют наименьшего расхода цемента.

Пористая текстура. Характеризуется содержанием пор в количестве 35—50%. Наблюдается у неравномерно-пористых и полосчатых шлаков. Полосчатым шлакам свойственно чередование полос с различным размером пор: полосы с порами диаметром 3—8 мм чередуются с полосами, где размер пор колеблется от 0,5 до 1—2 мм. Кроме того, встречаются полосы массивного стекла толщиной 1—2 мм. Пористые шлаки во многих случаях более светлые, чем пузыристые. Стекло в шлифе имеет палево-коричневый или буровато-черный цвет.

Ячеистые поры обычно отсутствуют. Между крупными деформированными порами расположены мелкие поры округлой формы. В некоторых случаях (месторождения Модега, Юмритепе) мелкие поры также деформированы и имеют угловато-неправильную форму.

Вариации содержания стекла в шлаках даже одного месторождения весьма значительны: от 95 до 30%. Содержание стекла может быть значительно различным даже у обломков, залегающих в непосредственной близости друг от друга: например в соседних слоях пирокластической толщи. В красных интенсивно окисленных шлаках среднее содержание вулканического стекла выше, чем в черных, однако разница весьма невелика. К тому же имеются многочисленные образцы красных шлаков с большим количеством микролитов, и черные шлаки существенно стекловатые. Самые стекловатые разновидности встречаются среди андезитовых шлаков, а наиболее окристаллизованные шлаки имеют основной состав.

Наиболее высокое содержание стекла характерно для шлаков Покского месторождения. Основная масса имеет гиалопилитовую, реже крупномикролитовую структуру. Наиболее крупные микролиты, представленные андезином N 45, имеют размер  $0,4 \times 0,05$  мм. Между ними могут находиться короткопризматические зерна темноцветного минерала, полностью разложенного на окислы железа. В некоторых разновидностях присутствуют мелкие призматические зерна свежего моноклинного пироксена — буроватого авгита со структурой песочных часов ( $c: Ng = 45^\circ$ ).

Вулканические шлаки месторождений Модега, Тикманташ по содержанию стекла (60—80%, в среднем 66%) занимают промежуточное положение. Структура основной массы пилотакситовая и микролитовая. Среди мелких микролитов (0,05—0,1 мм) местами выделяются длинные тонкие кристаллы больших размеров, представленные андезином-лабрадором на Тикманташском месторождении и лабрадором на Модегском.



Т а б л и ц а 7. Техническая характеристика вулканических шлаков Джавахетского нагорья

Месторождение	С, объем. %	$d_1$ , г/см <sup>3</sup>	$d_2$ , кг/м <sup>3</sup>	$W_1$ , %	$W_2$ , %
Юмритепе	62	1,37	716	45,68	55,0
Покское	80	1,51	813	35,38	48,0
Модега	66	1,47	767	45,26	51,0
Оками	52	1,52	982	33,71	46,0
Владимирское	46	1,45	805	46,26	52,0
Сурпсарское	44	1,23	719	52,08	56,5
Тикманташское	68	1,29	727	48,93	56,5

П р и м е ч а н и е. С — содержание стекла;  $d$  — плотность;  $d_1$  — в куске,  $d_2$  — насыпная;  $W$  — пористость;  $W_1$  — эффективная,  $W_2$  — общая.

На месторождениях Юмритепе, Владимирском, Оками, где количество стекла в среднем составляет не более 60%, основная масса характеризуется микролитовой, а местами интерсертальной структурой. Микролиты в основном распределены неравномерно, образуют потоки, плавно огибающие поры. В местах сгущения более крупные микролиты соприкасаются; в промежутках между ними находятся мелкие зерна цветных минералов и рудного минерала.

Наиболее низкое содержание стекла (до 20—30%) наблюдается на Сурпсарском, Сульдинском месторождениях. Основная масса обычно имеет микролитовую и интерсертальную структуру, редко гиалопилитовую. Микролиты лабрадора N 52—55 (по угасанию в зоне  $\perp 010$ ) имеют беспорядочную ориентировку. Размеры их варьируют от 0,02 до 0,7 мм. Между ними находятся короткопризматические зерна авгита размером от 0,04 до 0,1 мм, образующие иногда полисинтетические двойники, а также изометричные зерна оливина, почти полностью разложенные окислами железа.

Кроме петрографического изучения отдельных разновидностей вулканического шлака, практически на всех рассмотренных месторождениях вулканического шлака было проведено лабораторно-технологическое опробование. В общей сложности было взято около 50 проб массой по 15—20 кг каждая. Было установлено, что средняя насыпная плотность шлаковой песчано-гравийной смеси варьирует от 716 до 890 кг/м<sup>3</sup> (табл. 7).

Было установлено, что теплофизические свойства вулканического шлака зависят главным образом от пористости. Вулканический шлак пористостью 45%, содержащий до 30% микролитов в основной массе, имеет коэффициент теплопроводности 0,2 Вт/м · С°. Другой образец вулканического шлака с пористостью 15% и содержанием стекла до 95% имеет коэффициент теплопроводности порядка 0,4 Вт/м · С°. Наиболее благоприятные технологические характеристики имеют вулканические шлаки месторождений Юмритепе, Модега и Тикманташ.

*Сопутствующие породы.* А г г л ю т и н а т ы. Плотные агглютинированные шлаки локально развиты в прижерловой части шлаковых конусов. Структура породы литовитрокластическая. Состоит из изо-

метричных обломков размером от 1—5 мм до нескольких сантиметров и более мелких, пылевидных, частиц. Последние играют роль цементирующей массы. Вулканическое стекло в обломках имеет красновато-бурую и оранжевую окраску за счет выделений гематита и гидроокислов железа, местами непрозрачное. В переменном количестве в нем присутствуют микролиты плагиоклаза, зерна цветных минералов. Вкрапленники обычно представлены оливином, авгитом, плагиоклазом-лабрадором N 50—57, редко гиперстеном и амфиболом. Иногда они наблюдаются в виде раздробленных реликтов среди стекловатых обломков.

**Л а в ы.** Лавовые потоки обычно изливались из бокового прорыва или из трещины в основании шлакового конуса, а также из основного жерла. Состав вкрапленников и другие петрохимические свойства лав аналогичны этим характеристикам в вулканическом шлаке.

Рассмотрим некоторые основные разновидности эффузивных аналогов вулканического шлака.

**Г и п е р с т е н - о л и в и н о в ы й с у б щ е л о ч н о й б а з а л ь т.** Под микроскопом текстура тонкопористая, структура микропорфировая, олигофировая с интерсертальной, иногда с пилотакситовой структурой основной массы. Поры составляют не более 5—10% объема породы, характеризуются неправильно-извилистой формой, размерами 0,1—0,2 мм. Вкрапленники редки, представлены мелкими (0,1—0,8 мм) кристаллами оливина и более крупными (0,5—1,5 мм) зернами пироксена. Оливин типа хризолита с углом  $2V$ , близким к  $90^\circ$ , высоким двупреломлением, окружен неровными широкими каймами красно-бурых окислов железа, иногда почти полностью замещен окислами железа и иддингситом. Пироксен во вкрапленниках представлен гиперстеном, имеет характерный для него отчетливый плеохроизм, иногда образует скопления из 4—5 зерен, в единичных случаях окружен каемкой из мелких зерен моноклинного пироксена. Основная масса состоит из тонких микролитов плагиоклаза — андезин-лабрадора N 48 (по максимальному угасанию в зоне  $\perp 010$ ), ориентированных примерно в одном направлении и приуроченных к промежуткам между ними темноцветных минералов. Последние представлены зернышками рудного минерала и моноклинным пироксеном. Иногда в большом количестве присутствуют красно-бурые окислы железа. Микролиты плагиоклаза в основной массе окружены тончайшими каемками калиевого полевого шпата, особенно четко выраженными в наиболее хорошо раскристаллизованных разновидностях.

**О л и в и н о в ы й б а з а л ь т.** Обычно представлен пузыристой и пористой разновидностями. Вкрапленники, как правило, составляют не более 5% от объема породы, представлены хорошо образованными кристаллами оливин-хризолита размером до 0,3—0,5 мм. Основная масса состоит из мелких микролитов андезин-лабрадора N 50, в промежутках между которыми присутствуют мелкие зерна моноклинного пироксена и рудного минерала.

**А н д е з и т ы.** Представлены авгитовой и амфибол-авгитовой разновидностями. Встречаются кварцсодержащие пироксеновые анде-



зиты. Вкрапленники, образующие гломеропорфировые сростки, составляют около 5% объема породы. Они представлены моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Реже встречаются андезиты с амфиболом и кварцем. Основная масса породы обычно состоит из густого войлока микролитов плагиоклаза и ксеноморфных зернышек рудного минерала.

К в а р ц е в ы й а в г и т - о л и в и н о в ы й б а з а л ь т. Макроскопически однородная тонкозернистая порода, в которой присутствуют на расстоянии 0,5—2 см друг от друга мелкие (1—3 мм) округлые выделения полупрозрачного кварца, хорошо различимые среди темносерой основной массы. Под микроскопом текстура пористая, структура порфировая, гломеропорфировая с гипокристаллической, участками интерсертальной, пилотацитовой структурой основной массы; поры занимают 5—15% объема породы. В массивных разновидностях вкрапленники темноцветные (оливин-хризолита и авгита) занимают 15%, вкрапленники кварца — 5% объема породы. Плагиоклаз-лабрадор N 60 во вкрапленниках редок, образует тонкотаблитчатые кристаллы.

Кварцосодержащие вулканические породы основного состава являются редкими, но не уникальными для Закавказья образованиями. Подобные породы известны в районе Большого Кавказа (вулканические массивы Казбек, Эльбрус), а также развиты в пределах вулканических нагорий в восточной части Армянской ССР (Вардениское, Сисианское нагорья).

Кристаллы кварца образуют в этих породах самостоятельные выделения, окруженные реакционной каймой из мелких зерен моноклинного пироксена, которая отражает неравновесность кварца с основным расплавом. Кварц не наблюдается в сростках с другими минералами, что хотя бы иногда должно было иметь место, если бы он был заимствован из блоков сиалических пород, ассимилированных основными магмами. Очевидно, зерна кварца не являются простыми ксенокристаллами.

Некоторые исследователи [39, 40] рассматривают присутствие таких выделений кварца в основных эффузивах как доказательство смешения основных расплавов с кислыми коровыми магмами. Этот вариант образования расплавов представляется нам наиболее вероятным. Кварцосодержащие основные эффузивы Закавказья распространены в областях контрастного плиоцен-четвертичного вулканизма и всегда подстилаются мощной толщей дацитов и риодацитов среднего плиоцена. Здесь же имеются проявления риолитового вулканизма, датированного верхним плиоценом—плейстоценом, а кислые эффузивы, более молодые, чем кварцосодержащие андезитобазальты, отмечаются не везде. Смешение магм могло происходить при проникновении основных расплавов в долгоживущие коровые магматические очаги.

Другой вариант происхождения кварцосодержащих основных расплавов мы связываем с выплавлением их из мантийных пород, содержащих этот минерал, например, типа кварцевых эклогитов. Это предположение основывается на устойчивости кварца в области высоких давлений, характерных для пород мантии.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В пределах Камчатско-Курильской островной дуги известно свыше тысячи месторождений вулканического шлака различных структурно-генетических типов. Около четырехсот из них приходится на долю собственно Камчатки. Большинство месторождений вулканического шлака сконцентрировано в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса. Рассматриваются месторождения вулканического шлака двух районов: вулкана Толбачик и среднего течения р. Паратунки.

Шлаковые конусы, расположенные к югу от вулкана Плоский Толбачик, и сам вулкан Плоский Толбачик локализируются в пределах тектонической зоны, обрамляющей с востока выделяемую нами вулкано-тектоническую депрессию р. Камчатки. Шлаковые конусы, расположенные в пределах толбачинского вулканического поля, относятся к трещинному типу извержения. К северу от вулкана Плоский Толбачик находятся шлаковые конусы, связанные с извержениями центрального типа (вулкан Ключевской, Дальний Плоский, Ближний Плоский), однако в данной работе этот тип месторождений вулканического шлака не рассматривается.

Шлаковые конусы среднего течения р. Паратунки приурочены к серии разломов, обрамляющих с востока Паратунскую вулкано-тектоническую депрессию, или Паратунский грабен.

### Паратунское месторождение

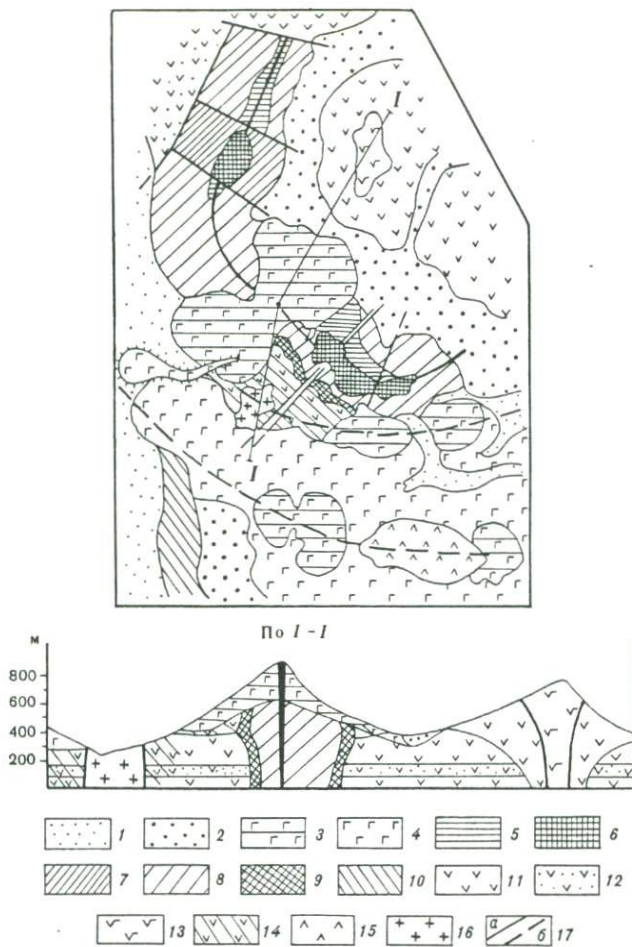
*Геологическое строение.* Паратунское месторождение находится в среднем течении р. Паратунки, в 18 км от пос. Паратунка.

Район локализации месторождения приурочен к зоне поднятия северо-западного простирания, которое протягивается от побережья Тихого океана к югу от Авачинской бухты до р. Быстрой на западе Камчатки. Поднятие имеет общую ширину около 30—40 км и разделяет грабен-синклиналь юго-восточной Камчатки на две части. По вертикали поднятие состоит из двух ярусов дочетвертичных пород: нижнего и верхнего. Поднятие разбито системой разломов меридионального, северо-западного и субширотного простирания на отдельные блоки, которые сложены породами различных структурных ярусов.

Нижний структурный ярус образован породами олигоцен-нижнемиоценового возраста (вилючинская и паратунская свиты по схеме С.Е. Аперелкова). Разрез состоит из дислоцированных осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Выходы пород этого структурного яруса приурочены к горстовым блокам. Среди них по левому борту долины р. Паратунки и к востоку от оз. Начикинского встречаются крупные интрузии диоритов. В правом борту долины р. Паратунки диориты образуют серию мелких трещинных тел.

Верхний структурный ярус образован вулканическими породами миоцен-плиоценового, возможно, нижнечетвертичного возраста. Нижняя часть разреза этого яруса состоит из кислых и средних туфов, а также андезитов и андезитобазальтов. Пирокластические породы присутствуют в подчиненном количестве. Породы этой части разреза





**Фиг. 7.** Геологическая схема Паратунского месторождения вулканического шлака. На разрезе масштаб увеличен в 1,5 раза

1 — современные отложения; 2 — переотложенный вулканический шлак; 3 — вулканический шлак конусов; 4 — базальт-потоки; 5 — пористый риолит; 6 — перлитовые и обсидиано-перлитовые породы; 7 — литофизовый и флюидалный риолит; 8 — массивный риолит; 9 — обсидиан-перлитовая брекчия; 10 — андезитовый кристалло-литокластический туф; 11 — андезит; 12 — чередование андезитов и дацитов; 13 — андезитобазальт; 14 — ороговикованный андезит; 15 — андезитовый комплекс древней вулканической постройки; 16 — диорит; 17 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые

условно параллелизованы с березовской и алнейской сериями. Выше залегают средние породы и андезитобазальты, образующие крупные щитообразные вулканические постройки или отдельные относительно небольшие экструзивы.

Новейшие четвертичные образования в полосе рассматриваемого поднятия представлены двумя типами пород: а) грубокластическими рыхлыми отложениями, которые выполняют грабены, наложенные на породы верхнего структурного яруса, б) молодыми вулканическими

породами, которые образуют трещинную экструзию риолитов и перлитов и базальтовые шлаковые конусы и потоки.

Кислые экструзии имеют хорошо сохранившуюся форму. Их образование датируют либо плиоцен-четвертичным временем, либо среднеплейстоценовым-верхнечетвертичным.

Вулканический район, в который входит Паратунское месторождение шлака, расположен на участке поднятия, где оно пересекается разломами меридионального простирания (грабен р. Паратунки) и разломом северо-западного простирания (руч. Правый Тополовый). Месторождение состоит из нескольких базальтовых шлаковых конусов (фиг. 7). Наиболее крупный из них (гора Бархатная) расположен непосредственно на трещинном экструзиве кислых пород. В основании риолитового массива залегают более древние вулканические породы, представленные главным образом андезитами. Среди андезитов в виде редких тел встречаются дациты. Андезиты присутствуют также в северо-восточной и южной частях района. На юге они образуют столообразную останцовую возвышенность высотой до 900 м с крутыми склонами и до 1 км в поперечнике. В разрезе этого останца в нижней части преобладают туфы, туфопесчаники и туфогравелиты, чередующиеся с потоками андезитов. В верхней части разреза преобладают андезиты. Залегание пород близко к горизонтальному. Вероятно, останец представляет фрагмент крупного более древнего андезитового вулкана с предполагаемым центром в районе оз. Тополового, расположенного в 5 км к югу от рассматриваемого участка. В северо-восточной части района выделяются еще две возвышенности, состоящие из андезитов. Залегание андезитов здесь не совсем ясно. Можно предположить, что андезиты являются останцами более древних вулканических структур района. Андезиты также выходят на поверхность в средней части района, непосредственно к югу от шлакового конуса горы Бархатной. На этом же участке обнажаются диориты, образующие относительно небольшое интрузивное тело неправильной формы. На контакте с диоритами андезиты амфиболизированы, биотитизированы, пиритизированы. Эта интрузия, по-видимому, приурочена к разлому восточного обрамления Паратунского грабена.

Таким образом, непосредственно в районе Паратунской экструзии и горы Бархатной можно выделить два этапа вулканизма. Первый, относительно древний, представлен реликтами весьма крупной цитообразной постройки, основной центр которой реконструируется в районе оз. Тополового. Комплекс пород этого вулкана условно отнесен нами ко второму среднемиоцен-плиоценовому структурному ярусу. Второму этапу соответствует образование верхнего комплекса, представленного более молодой трещинной экструзией риолитов, а также шлаковыми конусами и связанными с ними потоками базальтов. Возможный возрастной диапазон образования этих пород довольно широк: от среднего плейстоценового до верхнечетвертичного.

Структурные особенности участка залегания пород второго вулканического комплекса определяются системой разломов, образующих восточное ограничение Паратунского грабена. Главный разлом контролируется риолитовым экструзивом и шлаковым конусом горы Бар-



хатной. Вдоль оперяющих разломов расположены более мелкие шлаковые конусы. Гора Бархатная находится в центральной части разлома. Диаметр вулканического конуса в основании 1500—1700 м. Шлаки встречаются от отметки 250—300 м до высоты 870 м. В структуре вулканического аппарата можно выделить собственно конус и шлейф, спускающийся от центра в западном и восточном направлениях. Мощность шлака в пределах конуса составляет 150—200 м, а мощность шлака на шлейфах — 20—50 м. Размер шлаковых обломков варьирует от 3—5 до 2—6 см. Преобладающими являются обломки 0,8—2 см, которые составляют до 60% общего объема шлаков. По окраске шлаки можно разделить на две разновидности — красный и черный. Красный шлак встречается непосредственно в прикратерной зоне. Черный шлак образует склоны вулкана и шлейф его склонов. Объемная плотность шлака в куске варьирует от 600 до 800 кг/см<sup>3</sup> и не зависит от его окраски. Встречаются также переотложенный мелкий шлаковый щебень и песок. Размер обломков переотложенного шлака варьирует от 5—10 мм до 1—3 см. Базальтовые шлаки являются наиболее поздними вулканическими образованиями района.

Южнее горы Бархатной встречены еще четыре конуса. Они расположены попарно на разломах, ориентированных параллельно главному разлому [2, 3, 46]. Высота конусов варьирует от 700 до 780 м. Вулканический аппарат возвышается на 250—300 м над поверхностью основания. Запасы шлака в пределах конусов составляют 1—3 млн м<sup>3</sup>.

От шлаковых конусов отходят многочисленные потоки базальтов. Наиболее четко выраженный базальтовый поток длиной до 1300 м ответвляется от шлакового конуса горы Бархатной. Он имеет вид узкого языка шириной до 50 м в основании и 250 м по фронтальной части. Мощность потока составляет 20—30 м. Потоки, ответвляющиеся от других шлаковых конусов, сливаясь, образуют платообразную возвышенность в южной части района. Вытянутость базальтовых шлаковых конусов в широтном направлении, скорей всего, отражает ориентировку трещин, вдоль которых и локализовались центры базальтового вулканизма.

Шлаковый конус горы Бархатной делит Паратунскую экструзию на два участка — Южный и Северный (см. фиг. 6).

Каждый из участков, в свою очередь, разбит на блоки поперечными разломами. Центральный и восточный блоки Южного участка являются экструзивными куполами, от которых ответвляются небольшие потоки. В строении куполов наблюдается четкая вертикальная зональность. В их основании залегают мелкодробленые обсидиан-перлитовые породы, названные нами обсидиан-перлитовыми кластитами, или гялокластитами. Выше них залегают пористые перлиты мощностью до 100 м.

Участок к северу от горы Бархатной, так же как и южный участок, приурочен к главной тектонической зоне. В плане он имеет вид слабоизогнутой дуги субмеридионального простирания.

На северном участке можно выделить также южный, центральный и северный блоки. Южный блок состоит из риолита. От него в южном направлении ответвляется небольшой поток, который состоит из

пористого риолита со стеклом. Центральный блок увенчан риолитовым экструзивом зонального строения. В основании купола залегают обсидиан-перлитовые кластиты, аналогичные кластитам южного участка. Мощной этой зоны колеблется от 10 до 30—40 м. Выше гналокластитов расположены перлитовые породы, образующие верхнюю зону экструзии мощностью до 40—50 м. Верхние 10—15 м этой зоны состоят из пористого перлита. Северный блок северного участка состоит из относительно массивного риолита и из стеклосодержащего риолита.

При формировании Паратунского месторождения главную роль играл разлом, ограничивающий Паратунский грабен. Вероятно, при опускании грабена вдоль разлома была выжата вязкая кислая лава, в результате остывания которой сформировался трещинный экструзив. Мы отмечаем, что трещинный экструзив протяженностью около 6 км состоит из 6 блоков, которые отделены друг от друга четко выраженными в рельефе поперечными разломами. Поперечные разломы не являются глубинными и возникли в процессе экструзии как границы, вдоль которых трещинная экструзия разделилась на указанные блоки.

Можно выделить несколько этапов приоткрывания главного разлома. С первым этапом связано образование главной экструзии. Во второй этап произошли вторичное приоткрывание разлома и образование куполов-сателлитов.

После длительного перерыва имел место третий этап оживления тектонической деятельности и внедрение базальтовой магмы, с которой связаны мощная взрывная деятельность и образование главного шлакового конуса горы Бархатной. С более поздними этапами тектонической деятельности связаны более мелкие конусы, возникшие на более мелких трещинах, оперяющих главный разлом.

*Петрография и технологические свойства.* Вулканический шлак горы Бархатной представляет собой пористую стекловатую породу черной или красновато-бурой окраски, химический состав которой соответствует низкокалийевому базальту толеитового типа (табл. 8).

Пористость шлака варьирует от 40 до 65%. Форма и размеры пор также различны. Можно выделить три группы пор. Поры, имеющие в основном округлую или овальную форму размером 0,10—0,25 мм; толщина перегородок между ними 0,3—0,5 мм. Более крупные поры размером 0,4—0,6 мм имеют вытянутую или изометричную форму, толщина перегородок составляет 0,1—0,2 мм. Сливаясь, многочисленные поры создают пустоты неправильной формы размером 1—2,0 мм. Перегородки между пустотами совсем небольшие — 0,05—0,15 мм. Вулканический шлак имеет порфиновую структуру со стекловатой основной массой: вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, ортопироксеном. В отдельных кусках присутствует плагиоклаз. Количество вкрапленников невелико и меняется в пределах от 2 до 5%. Оливин представлен идиоморфными кристаллами и их обломками размером 0,5—0,7 мм. В шлифах они бесцветны, с высоким рельефом, пересечены сеткой извилистых трещин. Для оливина характерны короткие призмы с острыми пирамидальными окончаниями.



Т а б л и ц а 8. Химический состав (в мас.%) шлаков горы Бархатная

Образец	Б-2-82	Б-1-84	Образец	Б-2-82	Б-1-84
SiO <sub>2</sub>	50,52	50,26	H <sub>2</sub> O*	0,67	0,57
TiO <sub>2</sub>	0,93	0,89	H <sub>2</sub> O	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	16,54	CO <sub>2</sub>	0,20	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,44	3,42	F	0,00	0,00
FeO	5,62	5,66	Li <sub>2</sub> O	0,0015	0,0014
MnO	0,17	0,18	Rb <sub>2</sub> O	0,0011	0,0037
MgO	9,60	9,26	Cs <sub>2</sub> O	0,00005	0,00005
CaO	8,99	8,94	S	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	2,92	3,03	Сумма	100,1226	99,5477
K <sub>2</sub> O	0,77	0,77			
SO <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.			

Часто зерна подроблены, имеют округленные и изъеденные края. В оливине присутствуют мелкие включения стекла и рудного минерала.

Моноклинный пироксен образует длинно- или короткостолбчатые и таблитчатые кристаллы, а также неправильные зерна. Размер зерен колеблется от 0,4 до 1,0 мм. Спайность хорошая по (010), удлинение положительное, угол погасания  $c:N_g=43^\circ$ . На поперечных призматических разрезах наблюдаются простые двойники. По пироксену развиваются мелкие микролиты, по-видимому, тоже клинопироксены. Ортопироксен встречается реже, чем оливин и клинопироксен. Он представлен отдельными кристаллами таблитчатой формы и их обломками. Размеры зерен 0,2—0,6 мм. В шлифах они прозрачные, бесцветные или зеленоватого оттенка. Хорошая спайность вдоль грани (110), погасание прямое, удлинение положительное. Наблюдаются двойники простые и полисинтетические. Зерна иногда подроблены и корродированы основной массой. Плаггиоклаз во вкрапленниках очень редок. Представлен единичными, сильно корродированными кристаллами с размером 0,5—0,6 мм.

Основная масса состоит из мелких зерен плаггиоклаза, оливина и пироксенов и темно-бурого стекла. Содержание стекла в породе варьирует в широких пределах — от 35 до 80%. Темная окраска стекла определяется присутствием пылевидного рудного минерала магнетит-ильменитового ряда. Плаггиоклаз основной массы образует тонкие лейстовидные кристаллы размером 0,1—0,2 мм. Для них характерны простые двойники. Плаггиоклаз, состав которого был определен методом симметричного угасания, представлен  $Al_{60-70}$ . Среди остальных минералов основной массы содержание плаггиоклаза достигает 50%. Оливин и ортопироксен встречаются в виде мелких округлых зернышек размером 0,01 мм. Моноклинный пироксен образует микролиты, которые развиваются по всей основной массе. В отдельных разновидностях шлака присутствуют небольшие (0,2—0,3 мм) ромбовидные зерна ортопироксена, едва различимые в бурой массе стекла.

Шлаки конусов южнее горы Бархатной отличаются от вышеопи-

санных. Они характеризуются более высокой пористостью и большим содержанием вкрапленников. Выделяются поры трех типов: мелкие округлые поры размером 0,2—0,3 мм, вытянутые неправильной формы поры размером 0,8—1 мм и, наконец, крупные, до 3 мм изометричной формы поры. Перегородки между крупными порами уменьшаются до 0,1—0,2 мм. Объемная масса шлака составляет 1,33, а общая пористость — 52%.

Вкрапленники составляют 30% породы и представлены тремя генерациями плагиоклаза и пироксенами.

Плагиоклаз первой генерации образует кристаллы прямоугольной формы с неровными краями размером от 0,5 до 2 мм. В шлифах буроватые. Разбиты многочисленными трещинками по спайности, пересекающейся под углом около 90°. Погасание волнистое. В отдельных зернах намечаются полисинтетические двойники. Вдоль трещин происходит проплавление плагиоклаза; в стекле просвечивают микролиты, по-видимому, клинопироксена.

Плагиоклазы второй генерации представлены очень крупными призмами размером от 1 до 3,5 мм, а сростки достигают 7 мм. Для них характерны простые двойники, усложненные полисинтетическими. Зерна содержат большое количество изометричных включений прозрачного стекла светло-бурого цвета. В стекле часто присутствуют мелкие округлые зерна пироксенов и рудного минерала.

Плагиоклазы третьей генерации образуют небольшие таблички и вытянутые лейсты размером 0,5—1,0 мм. Они практически не изменены; иногда образуют сростки с пироксенами.

Моноклинный пироксен представлен зеленоватыми зернами различных размеров: от мелких (0,2 мм) до крупных (1,2—1,5 мм). Форма кристаллов призматическая и характерная по призме (110), с хорошей спайностью, с углом между трещинами ~ 87°. Часто образуют двойники, имеют включения рудного минерала. По рентгеновским определениям это диопсид. Ортопироксен имеет близкие размеры и формы выделения, но отличается заметным плеохроизмом: зеленым по  $N_g$  и зеленовато-желтым по  $N_p$ . Спайность хрошая по (110), погасание прямое, но угол погасания может доходить до 7°. Наблюдаются включения рудного.

Основная масса состоит из бурого стекла, количество которого достигает 70%, и редких лейст плагиоклаза. Иногда присутствуют мелкие таблички клинопироксена. По стеклу развиваются микролиты прямогаснувшего минерала, по-видимому, ортопироксена. Размер минеральных зерен основной массы составляет 0,01—0,04 мм.

Гранулометрический состав в естественной смеси и объемная плотность сырой породы по результатам исследования в ЦНИИПжилища представлены в табл. 9.

Из табл. 9 следует, что содержание фракции песка 0—5 мм (28,1%) и фракции 10—20 мм недостаточно для использования шлака в естественном состоянии. Фракции 20—40 мм и более 40 мм нежелательны, так как в бетоне, как мы уже ранее отмечали, они сегрегируются. Скорее всего, после отсева при переработке породы обломки крупнее 20 мм целесообразно передробить в песок 0—5 мм.



Таблица 9. Гранулометрический состав сырой породы вулканического шлака

Порода	Фракция, мм				
	0—5	5—10	10—20	20—40	более 40
Содержание по насыпному объему, %	28,1	35,2	22,5	8,3	6,1
Насыпная масса после сушки, кг/м <sup>3</sup>	917	796	769	667	—

Прочность паратунского вулканического шлака относительно постоянна — 18—19 кг/см<sup>2</sup>. Водопоглощение через 48 ч составляет 23—26%. Для паратунского шлака также характерно высокое содержание стекла, в среднем 60—65 объем. %. Теплопроводность дробленого шлака (фракция 10—20 мм) с насыпной плотностью 720 кг/м<sup>3</sup> составляет 0,16 Вт/м·С°.

По данным института ЦНИИЭП жилища, переработка сырой горной массы вулканического шлака для получения эффективного заполнителя может быть осуществлена по следующей схеме: а) рассев на четыре фракции (0—5, 5—10, 10—20 и более 20 мм); б) дробление обломков крупней 20 мм в молотковой дробилке с выходным отверстием 5 мм. Необходимо иметь в виду, что частицы фракции 0—0,15 мм гидравлически активны, способствуют уплотнению зернового состава песка и могут заменять цемент в объемных соотношениях 1:1. При добавлении тонкомолотого шлака в цемент (до 60—70% по объему) может быть получен теплоизоляционный портландцемент марок 300—400, который предполагается использовать в теплоизоляционно-конструктивном легком бетоне. Таким образом, Паратунское месторождение шлака может рассматриваться как месторождение крупного заполнителя, из которого могут быть получены теплоизоляционно-конструктивные (марка прочности 50 и 100) и конструктивные (марка прочности 150 и 200) бетоны. Плотность полученных бетонов 1350, 1400, 1450 и 1600 кг/м<sup>3</sup> соответственно. Коэффициент теплопроводности колеблется от 0,27 до 0,34, что примерно на 0,1 меньше, чем коэффициент теплопроводности бетонов тех же марок по СН и П.

Паратунское месторождение является комплексным. В пределах одной вулканической структуры расположены месторождения строительных материалов различного назначения. Крупным заполнителем практически универсального назначения является вулканический шлак горы Бархатной. На расстоянии 2—2,5 км от горы Бархатной расположены еще четыре шлаковых конуса, масштабы которых соизмеримы с масштабами горы Бархатной. Запасы горы Бархатной могут быть оценены в 15—20 млн м<sup>3</sup>. Суммарные запасы остальных четырех шлаковых конусов могут составить не менее 40 млн м<sup>3</sup>. Таким образом, общие запасы шлака на месторождении весьма значительны и достигают 60 млн м<sup>3</sup>. Паратунское месторождение шлака является весьма крупным и может обеспечить потребность про-

мышленности в этом виде сырья на 60—100 лет. Отрицательным свойством вулканического шлака разведенной части месторождения является низкий процент мелких фракций в шлаковой смеси. Этим объясняется высокий расход цемента при изготовлении бетонов из природного шлака этого месторождения. При доразведке месторождений и разведке других соседних шлаковых конусов, входящих в систему Паратунского месторождения, следует обратить внимание на фланги шлаковых конусов, где могут быть сосредоточены наиболее гранулометрически отсортированные вулканические шлаки с высоким содержанием мелких фракций.

Кроме вулканического шлака, на месторождении имеются крупные тела, сложенные перлитом различного качества.

Северный фланг месторождения состоит из пористого и слабо пористого перлита. На южном фланге наряду с пористым перлитом присутствуют и относительно плотные разновидности. Запасы перлита на северном участке, по-видимому, не превышают 1—1,5 млн м<sup>3</sup>. Запасы перлита на южном участке более значительны — до 5—6 млн м<sup>3</sup>.

Таким образом, Паратунское месторождение шлака и перлита может быть разбито на три блока: центральный, северный и южный.

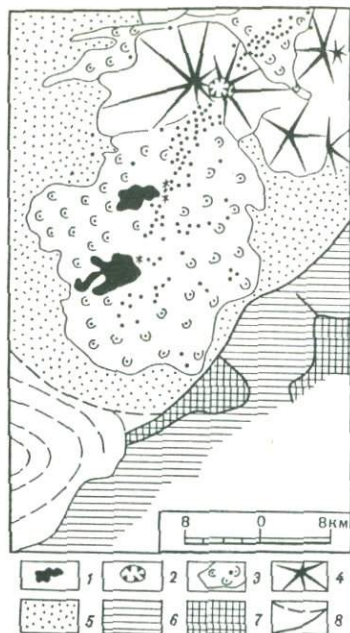
Центральный блок является месторождением крупного заполнителя. При разведке этого блока необходимо руководствоваться указаниями и принципами, принятыми для разведки шлаковых конусов. На тех участках месторождения (имеется в виду южный фланг шлакового конуса), где шлак перекрывает перлит, необходимо опробовать оба полезных ископаемых и проектировать селективную их отработку. В частности, как раз в этой (южной) части месторождения вулканического шлака имеются крупные скопления шлакового песка и смеси песка с пеплом. Шлаковый песок может быть использован для подшихтовки крупного шлака при изготовлении бетонов. Залежи шлакового песка должны быть выделены в отдельные блоки и включены в контур подсчета запасов. Южный участок наряду с пористыми перлитами, которые по своим свойствам аналогичны перлитам северного участка, содержит относительно плотные перлиты. При дроблении эти перлиты дают большой выход крупных фракций. Поэтому из них возможно получение крупного перлитового песка, который может использоваться как заполнитель в бетоны.

### **Месторождения шлака Толбачинского вулканического поля**

Толбачинское вулканическое поле расположено в 45 км к юго-востоку от пос. Козыревск и в 150 км к северо-востоку от пос. Мильково, к югу от вершины вулкана Плоский Толбачик. От пос. Козыревск до средней части вулканического поля имеется грунтовая дорога. Пос. Козыревск в свою очередь связан с г. Ключи хорошей дорогой с грунтовым покрытием. Потребителями вулканического шлака могут быть г. Ключи, поселки Мильково, Козыревск, Усть-Камчатск и др., расположенные по долине р. Камчатки.

Толбачинское поле, или Толбачинский дол, представляет собой вулканическое плато, покрытое базальтами и шлаками, площадью 880—890 км<sup>2</sup>. С севера к плато примыкают вулканы Острый (3682 м)





Фиг. 8. Геологическая схема Толбачинского вулканического поля (из книги "Большое трещинное Толбачинское извержение")

1 — лавовые потоки Северного и Южного прощелков; 2 — кальдера вулкана Плоский Толбачик; 3 — голоценовые шлаковые конусы и потоки; 4 — крупные вулканы; 5 — делювиальные отложения; 6 — лавовое плато; 7 — дочетвертичные породы складчатого фундамента; 8 — разломы

и Плоский (3085 м) Толбачик. Оба вулкана и протягивающееся на юг плато представляют единый массив, занимающий в Ключевской группе вулканов крайнее юго-западное положение (фиг. 8).

В основании массива залегают метаморфические кристаллические породы, вероятно палеозойского возраста, выше мел-палеогеновые магматические породы, в состав которых входят базальты, габбро, пироксениты, перидотиты [49]. Верхняя часть разреза доголоценовых образований сложена вулканогенно-осадочными породами, базальтами и андезитобазальтами

щипинской свиты, относимой к средне- и верхнеплейстоценовому возрасту.

Голоценовый покров вулканитов состоит из лавовых потоков, перемежающихся с пачками тефры и связанных с ними многочисленных шлаковых конусов. Общая мощность голоценовых образований оценивается в 250—300 м при максимальной мощности 500—600 м.

Формирование комплекса голоценовых вулканитов началось 10 тыс. лет назад [49]. За этот период в общей сложности образовалось свыше 70 шлаковых конусов или месторождений вулканического шлака. Можно выделить шлаковые конусы, сформировавшиеся в историческое время — 100—3000 лет назад, или древние шлаковые конусы, и современные вулканические постройки.

*Древние шлаковые конусы.* К возрастному интервалу 100—3000 лет приурочено основное количество шлаковых конусов. Шлаковые конусы концентрируются в пределах узкой полосы (3—4 км), занимающей осевое положение по отношению к Толбачинскому долу и имеющей северо-северо-восточное простирание. Полоса пространственно совпадает с зоной разломов, вдоль которой расположено до 80% всех эруптивных центров.

Большинство шлаковых конусов имеет относительно небольшие размеры: до 250—500 м в диаметре и 50—150 м по высоте. Значительно реже встречаются более крупные вулканические постройки высотой до 300—500 м и диаметром основания 1500—2000 м. Вулканические аппараты этого типа по своему строению напоминают небольшие стратовулканы.

Среди мелких шлаковых конусов преобладают вулканические постройки, в формировании которых главную роль играли эксплозивные

процессы. В большинстве случаев это рыхлые шлаковые конусы или шлаковые конусы с агглютинатами в центральной кратерной зоне и отдельными небольшими потоками, выжатыми непосредственно из кратера. Значительно реже встречаются шлаковые конусы, с которыми связаны крупные эффузивные излияния, происходящие главным образом из трещин, расположенных в основании конуса.

Во многих случаях шлаковые конусы расположены цепочками, по 2—4 вулканических аппарата в каждой цепочке. Центры могут быть настолько сближены, что конусы в основании соприкасаются краями или сливаются в единую эллипсовидную в плане структуру.

В общей массе шлаковых конусов крупные вулканические постройки занимают относительно небольшое место. К подобным образованиям относится вулкан Алайд и безымянный вулкан, расположенный в 1,5 км к северу от него. В южном направлении количество шлаковых конусов резко уменьшается. На расстоянии 35—40 км к югу от вершины Плоского Толбачика расположены отдельные шлаковые конусы высотой до 100—150 м. Они состоят из рыхлого красно-бурого шлака со средней насыпной плотностью 500—600 кг/м<sup>3</sup>. Близость этих конусов к транспортным коммуникациям, связывающим их с поселками, расположенными в долине р. Камчатки, делает их перспективными для промышленного освоения.

Для этого периода вулканической деятельности вулкана Плоский Толбачик характерны довольно значительные вариации состава базальтовых лав: от магнезиальных умеренной щелочности до субщелочных глиноземистых; встречаются также промежуточные по составу разновидности лав и вулканических шлаков.

Для субщелочных глиноземистых лав характерны мегалагиопорфировые разновидности.

Вулканические шлаки древних извержений характеризуются высокой пористостью. Общая пористость шлака достигает 40—60% и более. Плотность в куске варьирует от 0,8 до 1,1 г/см<sup>3</sup>. Насыпная плотность в среднем составляет 600—800 кг/м<sup>3</sup>. Характерно высокое содержание стекла в шлаковой пирокластике: от 82 до 90%. Вкрапленники обычно составляют не более 18—10%. Они представлены плагиоклазом, пироксеном и оливином.

Пироксен, как правило, представлен моноклинной и ромбической модификациями. Моноклинный пироксен — диопсид, диопсид-авгит. Ромбический пироксен встречается в виде бронзита и реже гиперстена. Плагиоклаз вкрапленников относится к высококальциевой разновидности (содержание анортитовой составляющей варьирует от 70 до 83%). Среди шлаков встречаются отдельные крупные кристаллы до 15—30 мм в поперечнике, представленные анортитом. Оливин — обычно высокомагнезиальный, содержание форстеритового компонента составляет 78—93%.

Структура порового пространства вулканических шлаков различна: от мелкопористой до крупнопористой и пемзовидной (пузыристой). Стекло вулканических шлаков имеет черную и реже красно-бурую окраску. Под электронным микроскопом (увел. 2000) видно, что стекло как бы пронизано тончайшими иголками гематита. В шлаках



красно-бурой окраски гематит, вероятно, частично замещен гидроокислами железа.

Структура стекловатой части вулканического шлака также различна от гиалиновой до гиалопилитовой и микролитовой. Микролиты обычно представлены тонкими лейстами плагиоклаза, реже изометричными зернами моноклинного пироксена.

*Современные шлаковые конусы.* В результате Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. образовались две группы конусов: Северного и Южного прорывов.

Месторождения Северного прорыва. Шлаковые конусы Северного прорыва находятся в 18 км юго-юго-западной вершины Плоского Толбачика на высоте 880 м над уровнем моря. Северный прорыв представляет цепочку конусов длиной примерно 2,7 км, вытянутую с севера на юг. Пространство вокруг конусов покрыто вулканическим шлаком, который образует покров, имеющий форму эллипса. Мощность шлака снижается по мере удаления от конуса от 8 до 2 м.

Первый конус имеет высоту 240 м и эллипсоидное основание диаметром 1,5 км, вытянутое в юго-восточном направлении. На вершине находится кратер глубиной 130—140 м. Конус состоит из однородного черного с буроватым оттенком среднеобломочного шлака с примесью песка (20—25%) и крупнообломочного материала (10—15%). Юго-восточный и восточный склоны конусов состоят в основном из мелкообломочного шлака. Повсеместно по периферии конуса и на бровке кратера встречаются отдельные крупные глыбы и бомбы (3—5%), иногда до 0,5—1,0 м в наибольшем измерении.

Второй конус расположен несколько северней, он имеет высоту 230 м и обращенный на запад открытой частью подковообразный кратер, от которого ответвляется мощный лавовый поток. Вдоль гребня кратера проходит трещинная зона, с которой связана интенсивная фумарольная деятельность. Вдоль концентрических трещин наблюдается ступенчатое проседание внутренних стенок кратера. На глубине 1,5—2 м в некоторых местах трещинной зоны шлаки разогреты до красного каления и образуют спекшийся агломерат. Второй конус состоит главным образом из крупно- и среднеобломочного шлака. Крупнообломочные шлаки черного и темно-серого цвета представлены угловатыми обломками размером до 20 см. Шлак крупнопористый, местами пузыристый. Среднеобломочные шлаки преимущественно залегают на юго-восточном склоне. Количество среднеобломочной фракции уменьшается в восточном и северо-восточном направлениях до 30%.

Третий конус, самый северный, имеет высоту 150 м и основание 600 м. Он состоит в основном из средне- и мелкообломочного шлака. В плане конус почти круглой формы. На вершине имеется две кратерные воронки: северная глубиной 30—40 м и южная глубиной до 25 м. Прикратерная зона разбита концентрическими трещинами с выходами фумарол. Шлаки сварены в агломерат и интенсивно окислены. Склоны конуса состоят из среднеобломочного шлака черной бурой окраски. В прикратерной зоне залегают мелкообломочные шла-

ки красного цвета. Обломки характеризуются изометричной или остроугольной формой и мелкими круглыми порами.

Шлаковые конусы Северного прорыва сформировались за 72 сут. Извержение началось с образования трещины длиной до 250—300 м, из которой в нескольких местах фонтанировали струи раскаленной пирокластики. Первым сформировался самый южный конус. После окончания извержения первого конуса на вновь образовавшейся трещине субмеридионального простирания начал формироваться второй конус. Из его кратера, а также мелких паразитических бокк излилось несколько потоков жидких лав довольно однородных оливин-пироксеновых базальтов. Северной второго конуса образовался третий шлаковый конус, из трещины в основании которого были выжаты два маломощных лавовых потока.

Суммарный объем пирокластических образований, слагающих конусы, составляет 0,250 км<sup>3</sup>, объем пирокластических отложений за пределами конуса равен 0,7 м<sup>3</sup>. Лавовое поле занимает площадь 9 км<sup>2</sup> при мощности потока до 80 м.

Пирокластические породы шлаковых конусов представлены субафировыми разновидностями оливиновых базальтов. Количество вкрапленников колеблется от 3 до 8%. Они представлены моноклинным пироксеном, магнезиальным оливином (Fo<sub>85-90</sub>) и плагиоклазом (An<sub>65-70</sub>). Кроме обычных вкрапленников размером от 0,5 до 3—8 мм, в стекле присутствуют микровкрапленники размером 0,1—0,2 мм, представленные пироксеном и оливином. Содержание микровкрапленников различно. В некоторых разновидностях шлака они присутствуют в небольшом количестве, в других — их содержание достигает 10—15%. Кроме микровкрапленников, во всех разновидностях в виде лейст присутствуют микролиты плагиоклаза. Общее содержание микровкрапленников и лейст плагиоклаза в шлаке может достигать 25%. Соответственно содержание стекла колеблется от 75 до 85%. В зависимости от соотношения кристаллической фазы и стекла в основной массе вулканического шлака выделяются гиалиновая, гиалопилитовая и микролитовая структуры. Вулканические шлаки первого и второго конусов относятся к высокомагнезиальному и высококальциевому базальту нормальной щелочности (табл. 10).

Как мы уже отмечали, в пределах Северного прорыва можно выделить два типа месторождений: вулканические шлаки конусов и шлаки покровов.

Вулканические шлаки конусов представлены главным образом среднеобломочными разновидностями (размер обломков 5—30 мм). Содержание песка достигает 20—35%. Общая насыпная плотность вулканического шлака 780—1100 кг/м<sup>3</sup>. Для некоторых разновидностей шлаковой смеси характерен весьма легкий песок 700—860 кг/м<sup>3</sup>. Наиболее легкие и однородные средне- и мелкообломочные шлаки характерны для первого и третьего конусов.

Вулканические шлаки покровов отличаются выдержанностью условий залегания и однородностью гранулометрического состава шлаковой пирокластики.

Пирокластические образования, слагающие покров, являются при-



Таблица 10. Химические составы (в мас. %) вулканических шлаков

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	49,54	49,94	50,18	51,01
TiO <sub>2</sub>	1,02	0,96	1,31	1,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,22	12,99	16,35	17,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	2,93	4,23	3,94
FeO	6,09	6,84	7,04	6,51
MnO	0,16	0,16	0,18	0,17
MgO	10,02	10,70	6,21	4,88
CaO	12,48	12,35	9,86	9,00
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,28	3,11	3,47
K <sub>2</sub> O	1,02	0,93	1,54	1,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,16	0,35	0,46
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Нет	Нет	0,20	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,21	0,15	0,10
Σ	100,45	100,45	100,69	100,39

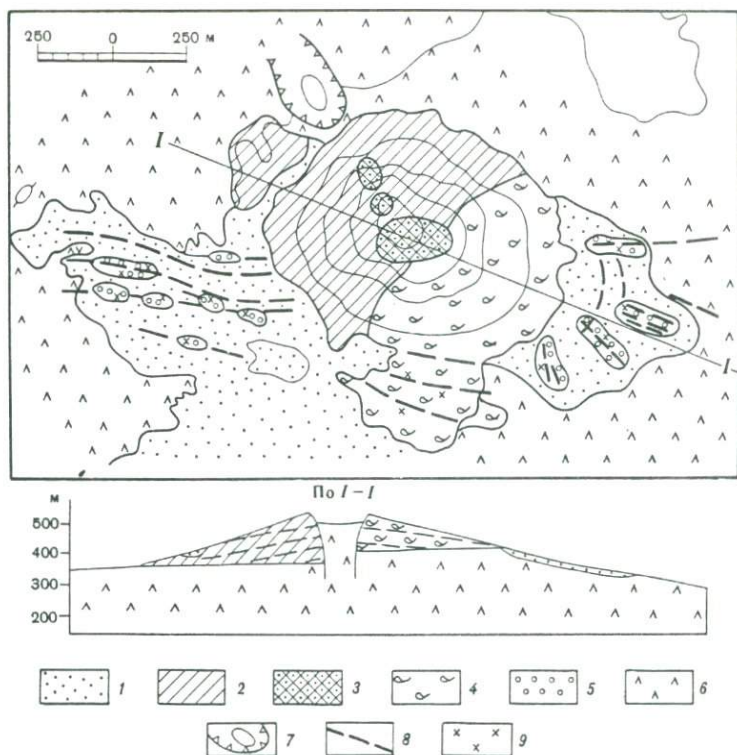
Примечание. 1 — шлак из отложений первого конуса; 2 — шлак из отложений второго конуса; 3 — шлак Южного прорыва; 4 — шлак старого конуса.

родными смесями, которые могут использоваться в качестве заполнителя в бетоны практически в естественном состоянии. Содержание песка и пылевидных частиц (фракция 0—5 мм) достигает 50—60%, а содержание щебня — 40—50%. Насыпная плотность щебня фракции 5—10 мм составляет 600 кг/м<sup>3</sup>, а щебня фракции 10—20 мм — 510 кг/м<sup>3</sup>. Водопоглощение за 48 ч не превышает 23%. Пористость шлака крупных фракций в куске составляет 45—60%. Прочность (сдавливание в цилиндре) составляет 8,5—10 кгс/см<sup>2</sup>. Из вулканического шлака покровных отложений могут быть получены бетоны марки 1100—1200 кг/м<sup>3</sup>.

**Месторождение Южного прорыва.** Месторождение вулканического шлака находится в 8 км к югу от вулканов Северного прорыва. Оно образовалось за 1 год и три месяца. Извержение началось в сентябре 1975 г. и закончилось в декабре 1976 г.

Шлаковый конус находится в тектонической зоне север-северо-восточного простирания, которая протягивается от вершины вулкана Плоский Толбачик через шлаковые конусы Северного прорыва и далее на юг-юго-запад, в месте ее пересечения с разломом субширотного простирания. Конус возвышается на 120—150 м над поверхностью базальтового покрова, его ширина в основании составляет 1000—1200 м. На вершине находится кратерная воронка в форме эллипса (170×100 м). Через центр кратера в северо-западном направлении отходит разлом, к которому приурочены еще два более мелких кратера. К востоку и западу от основания конуса находятся отторженцы, имеющие вид вытянутых в субширотном направлении шлаковых холмов (фиг. 9) с заостренными вершинами, которые покрыты железистыми охрами или плотным железистым панцирем.

Шлаковый конус расположен в пределах лавового поля, вблизи северного его края. Западная часть конуса состоит из смеси мелко-



Фиг. 9. Схематическая геологическая карта Южного прорыва

1 — переотложенный шлак; 2 — среднеобломочный шлак; 3 — шлак кратерной зоны; 4 — шлак со значительным содержанием вулканических бомб; 5 — зоны фумарольной деятельности; 6 — базальт; 7 — лавовая воронка; 8 — разломы; 9 — выходы фумарол.

средне- и крупнообломочного шлака. Содержание песка составляет порядка 20—25%. Восточная половина конуса состоит из грубообломочного шлака, среди которого встречается большое количество бомб. Бомбы размером 5—50 см состоят из пористого шлака различной формы и различного размера. Форма может быть вытянутая, уплотненная, неправильная.

По химическому составу шлаки месторождения Южного прорыва относятся к высокоглиноземистым субщелочным базальтам (см. табл. 10). Макроскопически это черные с синеватым оттенком породы, состоящие из вкрапленников и пористой стекловатой основной массы. Вкрапленники размером до 0,5—10 мм представлены высокомагнезиальным оливином и плагиоклазом, по составу близким к анортиту. Количество вкрапленников достигает 10—15%. Основная масса состоит из стекла (70—85%) и кристаллических образований — пироксена, оливина, плагиоклаза. Размер микролитов не превышает десятых долей миллиметра. Макроскопически стекло черное, под микроскопом — черное или светло-коричневое. В зависимости от содержания стекла можно выделить гиалопилитовую и микролитовую структуры основной массы.



Поры составляют 40—65% от объема породы. Обычно они округлые, реже вытянутые и неправильные. Выделяются шлаки с мелко- (0,1—0,3 мм) и крупнопористым (0,8—5 мм) строением.

Промышленное значение могут иметь шлаки западной части конуса. Для этих шлаков характерен следующий гранулометрический состав (в %): фракция менее 5 мм — 18, 5—10 мм — 29, 10—30 мм — 30 и более 30 мм — 24. Средняя насыпная плотность песка варьирует от 580 до 800 кг/м<sup>3</sup>, щебня — от 430 до 900 кг/м<sup>3</sup>. Запасы шлаков в западной части конуса составляют порядка 10—12 млн м<sup>3</sup>.

## **ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ**

### **Поля кайнозойского базальтового вулканизма Прибайкалья и Западного Забайкалья**

Прибайкальем принято называть полосу впадин Байкальской системы, включая и ближайшее горное окружение (Саяно-Становое поднятие, Саяно-Байкальское сводовое поднятие, Становой хребет), а Западным Забайкальем — Витимское плоскогорье, с его центральным плато, и среднегорье Селенгинской Даурии. Названные территории почти полностью входят в административные границы Бурятской АССР [6].

Кайнозойские вулканогенные породы описываемого региона, с которыми пространственно и генетически связаны шлаковые конусы, образуют обособленные провинции: 1) Саяно-Хамар-Дабанскую, 2) Селенгинскую Даурию, 3) Витимское плоскогорье, 4) Хребет Удокан.

В Саяно-Хамар-Дабанской провинции обширные базальтовые покровы развиты в бассейне рек Оки, Иркутта и Джиды, покрывая значительные площади в восточной части Восточного Саяна, к югу от Окинской цепи, в Хамар-Дабане, Тункинской системе впадин и в некоторых впадинах Прибайкалья (Джидинская и др.).

В провинции Селенгинская Даурия разрозненные базальтовые поля распространены в бассейне рек Селенга, Чикой и Хилок и пространственно сопряжены с впадинами забайкальского типа (Боргойская, Мухор-Талинская и др.).

Значительная часть Витимского плоскогорья (практически все центральное плато) бронирована неоген-четвертичными базальтовыми покровами, образуя огромное поле так называемых плато-базальтов в бассейнах рек Верхнего Витима, Джилинды, Большого Амалата и их притоков.

В междуречье рек Калар, Куанда и Чара находится меньшее по площади поле платобазальтов хребта Удокан.

Учитывая тот факт, что вулканические шлаковые конусы выявлены к настоящему времени лишь в двух из четырех описанных выше областей развития кайнозойского базальтового вулканизма (Саяно-Хамар-Дабанская провинция и провинция Витимское плоскогорье), в последующем описании именно этим районам мы уделяем главное внимание. В изучение промышленных свойств вулканических шлаков Забайкалья большой вклад внесен К. М. Марактаевым.

Прибайкалье относится к области Байкальской складчатости. К северо-западу и северу от байкалид (ранних каледонид) расположена Сибирская каледонская платформа. Обе эти области Центральной Сибири в верхнем PZ, MZ, KZ геологически и тектонически продолжали усиленно развиваться, насыщаясь фациально разнообразными комплексами пород, вследствие чего приобрели очень сложное строение, несмотря на то, что геосинклинальный путь развития был ими давно пройден.

В настоящее время на площади Прибайкалья и прилегающих районов выделены архей, протерозой, нижний, средний и верхний кембрий, юра средняя и верхняя, нижний мел, неоген-четвертичные и современные отложения. Кроме того, в южных и юго-восточных районах предположительно выделяют верхнепалеозойские, в главной массе вулканогенные серии пород.

Между Байкальской складчатой зоной и Сибирской каледонской платформой протягивается система так называемых глубинных разломов. В юго-восточных районах домезозойский фундамент сформирован породами, преобразованными под влиянием ранних фаз герцинской складчатости.

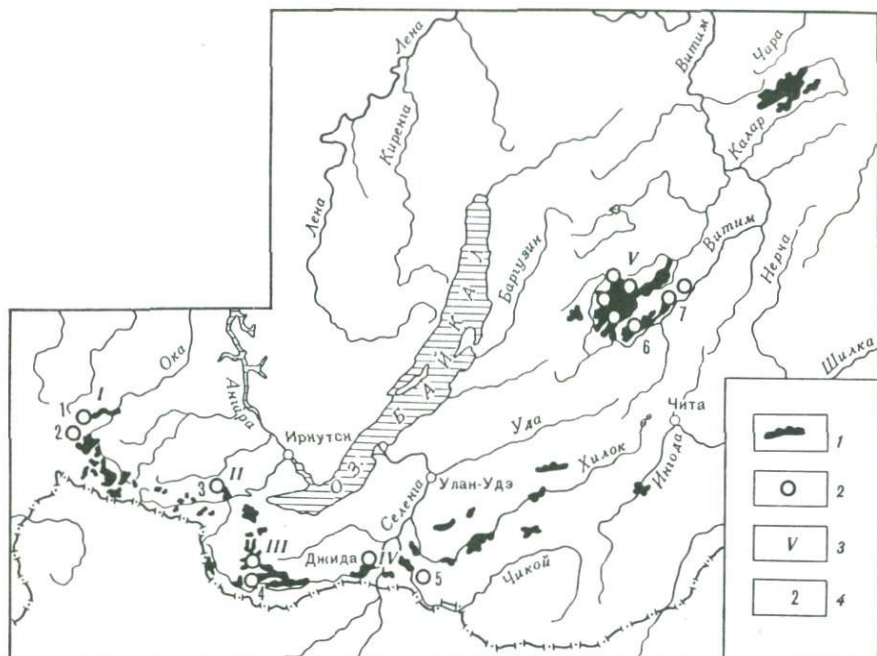
Громадные площади на территории Саяно-Байкальской горной области заняты плутонами гранитов и других изверженных глубинных пород, а также лавовыми и пирокластическими сериями покровов. Роль слоистых первично-осадочных пород здесь является явно второстепенной.

Саяно-Байкальская зона после завершения сложного каледонского (байкальского) этапа развития вплоть до мезозойской эры полностью утрачивает черты геосинклинальной природы и слагает огромную антеклизу герцинской и раннекаледонской платформы.

Своеобразный и новый в своей основе процесс тектогенеза начинается в мезозойскую эру с развития континентальных молассовых и эффузивных комплексов пород, приуроченных к мезо-кайнозойским впадинам Прибайкалья. Кайнозойский базальтовый вулканизм, о котором далее пойдет речь, является характерной чертой тектоно-магматической активизации описываемого региона (фиг. 10).

Наиболее ранние проявления базальтового вулканизма в Прибайкалье относятся к дотретичному времени. Первые ее фазы проявились главным образом во впадинах забайкальского типа в интрузивной форме (субвулканическая фация). Имели место также излияния базальтовой магмы в виде покровов. Продуктами мезозойского этапа вулканизма являются дайки авгититов на о. Большой Ушканий оз. Байкал, возраст которых соответствует позднеюрскому—раннемеловому времени (139—144 млн лет по Г.П. Богдаряну), синхронные с ними базальты (154—166 млн лет) юго-западной части Витимского плоскогорья, а также дифференцированные вулканические комплексы Забайкалья, например вулканический комплекс Мухор-Талы. Кроме перечисленных выше проявлений, к ним относятся базальты и трахиты Западного Забайкалья и отдельные выходы на хр. Удокан, где вместе с базальтами имеются вулканы кислого





**Фиг. 10.** Районы нижнечетвертичной вулканической деятельности и месторождения вулканического шлака Прибайкалья и Забайкалья

1 — породы трахибазальтовой формации; 2 — вулканические аппараты; 3 — районы вулканической деятельности: I — Окинский, II — Тункинский, III — Джидинский, IV — Боргой-Джидинский, V — Витимский; 4 — шлаковые конусы: 1 — вулкан Перетолчина, 2 — вулкан Кропоткина, 3 — Уляборский, 4 — Хурай-Цакир, 5 — Большой Кумын, 6 — вулкан Лопатина, 7 — вулкан Мушкетова

состава. К проявлениям позднемелового вулканизма относятся и оливиновые нефелиниты Витимского нагорья из окрестностей с. Комсомольского (70—72 млн лет).

Все остальные известные ныне проявления базальтового вулканизма в Прибайкалье и Западном Забайкалье относятся к кайнозойскому этапу.

Кайнозойская фаза вулканизма характеризовалась широким развитием вулканических явлений не только в Прибайкалье, но и во всей Саяно-Байкальской горной стране, в Забайкалье, Монголии, Северном Китае, Приморье и на Северо-Востоке СССР. В результате ее проявлений большое развитие получили лавовые излияния, почти не сопровождающиеся выбросами туфового материала.

Одной из характерных черт этой фазы вулканической деятельности для территории Прибайкалья и сопряженных с ней районов является ее пространственная и временная связь с процессами становления Байкальской рифтовой зоны. Формирование этой зоны связано с возникновением в Центральной Азии области аномальной мантии с пониженными скоростями сейсмических волн. Аномальная мантия характеризуется резуплотнением вещества и, возможно, его частичным плавлением.

С областью аномальной мантии, значительно превосходящей по площади рифтовую зону, совпадает ареал неоген-четвертичного вулканизма, продукты которого представлены главным образом щелочными оливиновыми базальтами. Базальтовые лавы изливались в течение всего этапа рифтогенеза и являлись своеобразным индикатором геодинамического режима аномальной мантии.

Замечена тенденция миграции во времени центров излияний из района Забайкалья на запад. Ареал вулканических проявлений в четвертичном периоде по сравнению с мезозойским сужается. Вулканизм приурочен главным образом к рифтовым впадинам и окружающим их поднятиям.

В Прибайкалье вулканические кайнозойские проявления пространственно сопряжены с разломами, проявившимися на поверхности Земли в виде сбросов, по которым оливин-базальтовая известково-щелочная магма поднималась на поверхность. Излияния лав были связаны как с отрицательными, так и с положительными формами неотектонических структур Прибайкалья. Базальтами сложено высоко приподнятое сводовое поднятие Восточного Саяна. Приуроченность к отрицательным элементам рельефа особенно характерна для более молодых четвертичных базальтов.

Образование базальтовых потоков было связано с деятельностью вулканических центров, местонахождение которых устанавливается по наличию пирокластических выбросов. В отдельных районах Забайкалья отмечен трещинный характер излияний, подтверждающийся полным отсутствием пирокластической фации.

И.В. Белов, просуммировав известный к настоящему времени материал по кайнозойской истории развития области, в том числе и базальтовым лавам, построил схему вулканических явлений, связанных со становлением базальтовой формации Прибайкалья (табл. 11).

*Четвертичные вулканы Прибайкалья и Витимского плато.* Четвертичные вулканы известны в Саяно-Байкальской горной стране (бассейн р. Оки, Тункинская впадина, бассейн р. Джиды, долина р. Чикой) и на Витимском плато. Их общее количество превышает 30 вулканических аппаратов [1, 6, 50].

Шлаковые конусы Окинского района. Шлаковые конусы Окинского района (Бурятская АССР) находятся примерно в 30 км к западу от районного центра Орлик в истоках р. Джон Балык (приток р. Хикушки); ближайшие населенные пункты Шаснур и Балакта расположены в 20 км.

К наиболее крупным вулканическим центрам относятся вулканы Перетолчина, Кропоткина, Старый вулкан и несколько усеченных сглаженных конусов, получивших название Хикушкинской группы вулканических образований. Рассматриваемые вулканы отличаются друг от друга по форме и строению отдельных аппаратов.

Вулкан Перетолчина имеет форму правильного усеченного конуса высотой до 110 м. Морфологически к нему близок конус вулкана Кропоткина, в отличие от первого имеющий закругленную вершину с относительным превышением 90 м. Более сложным строением обладает Старый конус, который состоит из трех фактически слившихся



Таблица 11. Общая схема становления трахибазальтовой формации Прибайкалья

Возраст	Фация	Серия пород	Форма тел
Четвертичный	Покровная	Оливиновые базальты, андезитобазальты, лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, натриевые шихлуниты	Потоки и сложные покровы
	Пирокластическая	Туфы, туфобрекчии, агглютинаты, шлаки, лапиллиевые туфы с вулканическими бомбами и др.	Слои и конусы
Неогеновый	Покровная	Оливиновые базальты, андезитобазальты, андезиты, лимбургитовые базанитоиды, базальтовые трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, комендитовые фельзиты, дациты	Потоки и сложные покровы
	Пирокластическая	Туфы, туфобрекчии, туффиты	Слои и конусы
Мезозойский	Субвулканическая (глубина формирования 100—2000 м)	Лимбургитовые и базальтовые оливиновые долериты, андезитобазальтовые гиалодолериты, лимбургиты, авгититы, трахидолериты, эсекситы, кринаниты, тешениты, бостониты, вулканические стекла и др.	Штоки, купола, лакколлиты, силлы, дайки

конусов. В плане конус имеет форму овала; высота конуса 60 м. Склоны вулкана пологие — 25—35°, диаметр основания в 4—6 раз превышает высоту постройки.

Конусы сложены в основном продуктами эксплозивной деятельности: туфами, шлаками, агглютинатами с редкими обломками пористых базальтов и вулканическими бомбами. Исключение составляет вулкан Перетолчина, в строении которого принимают участие значительные прослои базальтовых лав.

Шлаки шлаковых конусов этой группы вулканов до настоящего времени практически не изучены с точки зрения их пригодности в качестве легких заполнителей. При рассмотрении возможности промышленного использования шлаков необходимо иметь в виду не только отдаленность шлаковых конусов от транспортных коммуникаций, но и природные условия, в которых они находятся, поэтому, вероятно, нецелесообразно рассматривать их в качестве объекта промышленного использования.

Шлаковые конусы Тункинской впадины. Сюда входят многочисленные шлаковые холмы, гряды и конусы, расположенные в Тункинской впадине в бассейне р. Иркут. Выделяются четыре группы вулканических образований: Хобокская (северо-восточная), Кунтинская и Таловская (западные), Акаликская (юго-восточная). Среди большого количества холмов вулканического происхождения самостоятельными вулканическими аппаратами являются только два: Уляборский и Священная гора.

Уляборский вулкан относится к Хобокской группе. Правильный усеченный конус расположен на базальтовом потоке, перекрытом пес-

ком, галечником и другими рыхлыми отложениями. В плане вулкан имеет подковообразную форму. Высота конуса 85—90 м, диаметр кратерной воронки имеет тот же размер. Вулканический конус состоит из шлаков, агглютинатов и базальтов. Среди шлака в большом количестве встречаются вулканические бомбы и лапилли. Центральная, или жерловая, часть вулкана представляет собой спекшуюся массу, которая состоит из пузыристого базальта, шлака и агглютината. Размер обломков лавы и шлакоподобной породы колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. В большом количестве присутствуют вулканические бомбы, имеющие разную форму (сферические, лепешкообразные, веретенovidные) и разные размеры — от 10 до 50 см.

Вторая от центра зона вулканической постройки состоит из средне- и крупнообломочных шлаков красно-бурой окраски. В массе шлака присутствуют вулканические бомбы и лапилли.

Внешняя зона вулканической постройки имеет вид шлейфа, состоящего из средне- и мелкообломочного черного шлака с редкими бомбами и лапиллями.

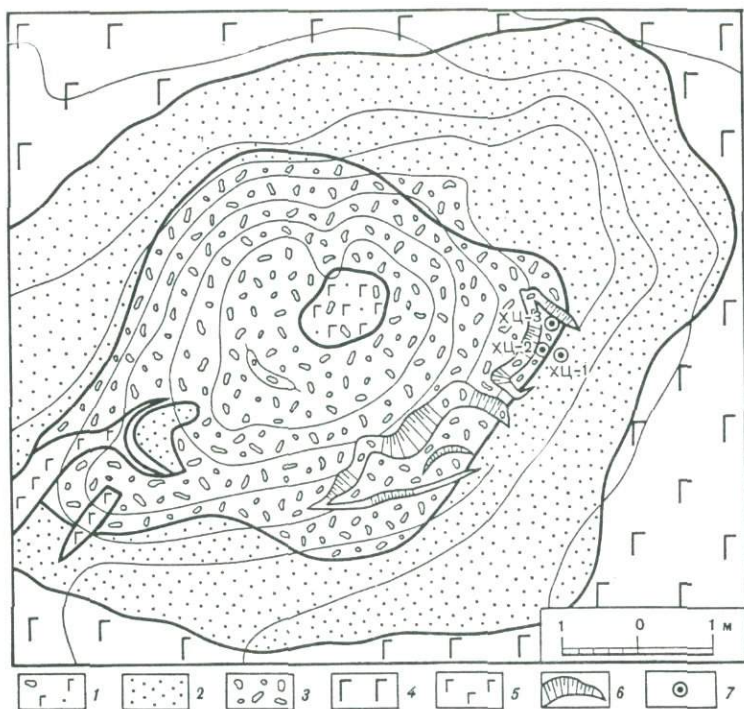
Наибольшую промышленную ценность могут представлять черные шлаки внешней зоны. Пористость шлака 40—60%. Прочность 15—20 кг/см<sup>2</sup>. Насыпная плотность шлака варьирует от 700 до 866 кг/м<sup>3</sup>. Прогнозные запасы вулканического шлака составляют 10—15 млн м<sup>3</sup>.

Вулкан Священная гора имеет значительно меньшие размеры. Для него характерна правильная конусообразная форма. Высота конуса 35—40 м. Диаметр основания 230—300 м. Склоны конуса довольно крутые — 30—35°. В центре вулкана находится неглубокий кратер диаметром около 45 м. Шлак имеет черную и красно-бурую окраску. Насыпная плотность варьирует от 700 до 1000 кг/м<sup>3</sup>. Запасы составляют 1—3 млн м<sup>3</sup>.

*Месторождения шлака бассейна р. Джиды.* К джидинским вулканам относятся вулканические постройки, расположенные в верховьях р. Джиды: Хурай-Цакир, Бурун-Хобольский и вулканы Бартойской группы. Морфология конусов довольно разнообразна. Вулкан Хурай-Цакир имеет форму правильного усеченного конуса; вулкан Бурун-Хобольский представляет собой сложную вытянутую в широтном направлении вулканогенную постройку с двумя кратерами. Вулканы Бартойской группы представляют собой небольшие шлаковые конусы высотой до 50 м без кратерных воронок. Вулканы Хурай-Цакир и Бартойской группы состоят из вулканического шлака с вулканическими бомбами и лапиллями, агглютинатов и небольших тел пористого базальта. Вулкан Бурун-Хобольский состоит из чередующихся тел базальта и шлака.

Шлаковый конус Хурай-Цакир расположен в верховьях пади Хурай-Цакир на расстоянии 8,5—9 км от р. Джиды, в 12 км от г. Закаменска, в 200 км от ж.-д. ст. Джиды. Вулканический конус расположен на ровной поверхности базальтового покрова шириной до 3 км. Высота вулканического конуса 100—155 м. В плане вулкан образует овал, большая ось которого длиной 1100 м ориентирована в северо-восточном направлении. В верхней части конуса сохранились три кратерных углубления диаметром 140, 30 и 22 м соответственно.





Фиг. 11. Геологическая карта месторождения Хурай-Цакир. Составил А.В. Магер с использованием материалов ПГО "Бурятгеология"

1 — жерловые образования; 2 — разнообломочный черный шлак; 3 — разнообломочный бурый шлак; 4 — базальт основания вулкана; 5 — базальт потоков; 6 — контуры карьеров; 7 — пробы

Кратерные углубления представляют тарелкообразные впадины с крутыми стенками высотой от 3 до 8 м. Из большого кратера имеется желобообразный выход на север в сторону пади Дунзугол (фиг. 11).

Конус состоит из красно-бурого и черного рыхлого шлака, аглютинатов, вулканических бомб и большого количества лапиллей. В незначительном количестве присутствуют плотные базальты, образующие маломощный поток, который излился из малого кратера. Жерло вулкана состоит из обломков плотных и пористых базальтов, шлака, лапиллей и вулканических бомб, спекшихся в плотную агломератовую массу. В районе центрального кратера местность сильно заболочена, поэтому породы жерловой фации изучены слабо. Периферическая часть шлакового конуса состоит из мелко-, средне- и крупнообломочного красно-бурого шлака с большим количеством вулканических бомб и лапиллей. В шлаках отчетливо видна первичная слоистость. В массе вулканического шлака выделяются крупные бесформенные глыбы, обломки различных размеров, лапилли, песок и пепел. Определенный интерес представляют отдельные находки пемзы комендитового состава в массе эксплозивных выбросов вулкана Хурай-Цакир. В шлаке встречаются вулканические бомбы, имеющие разные форму, размеры и окраску. Преобладают красно-бурые шарообразные

до 0,5 м бомбы с поверхностью типа хлебной корки. Реже встречаются бомбы черного цвета небольших размеров. Бомбы обычно слегка деформированы (имеются вмятины глубиной до 1—2 см), что свидетельствует о том, что в момент эксплозии материал находился в пластичном состоянии. Встречаются также бомбы в виде лепешек и веретенovidных образований.

Периферическую часть конуса образуют мелко- и среднеобломочные шлаки. Преобладают лапилли, в меньшем количестве присутствуют вулканические бомбы и песок. Черные шлаки обычно перекрывают шлаки красно-бурой окраски. Отчетливо видно несогласное залегание этих двух толщ. Мощность черных шлаков у подножья конуса достигает 10 м. Таким образом, на месторождении можно выделить две главные разновидности шлака: красно-бурую и черную, различающиеся не только цветом, но и крупностью обломков. Среди черных шлаков преобладают обломки размером от 0,5 до 2—3 см. В виде примеси присутствуют обломки размером 10—15 см и мелкий песок. Среди красно-бурых шлаков преобладают средне- и крупнообломочные разности с размером обломков от первых сантиметров до 20—30 см и более. Присутствует также ржаво-бурый вулканический песок.

Вулканы Боргой-Джидинской группы. К востоку от конуса Хурай-Цакир в пределах Боргойской и Джидинской впадин в последние 10—20 лет выявлено несколько ранее неизвестных вулканических аппаратов. Лучше других сохранился вулкан Большой Кумын. Вулкан имеет форму правильного конуса высотой 240—250 м. Диаметр основания 4—5 км. В основном вулкан состоит из темно-серых и черных базальтов. Шлаки и базальтовые туфы образуют незначительную часть вулканической постройки. В связи с тем что вулканические шлаки пользуются незначительным распространением, а также благодаря невыгодным транспортным условиям, Большой Кумын относится к неперспективным проявлениям вулканического шлака.

Вулканические шлаки Витимского плато. Витимское плато охватывает верховья рек Витим, Джилinda и Большой Амалат. Вдоль южной окраины плато проходит шоссе-но-грейдерная дорога, связывающая Читу и Улан-Удэ. С севера на юг плато пересекается грейдерной дорогой Романовка—Богдарин. Большая часть месторождений, находящихся в данном районе, доступна для освоения.

В данное время в пределах плато известно до 12 вулканических аппаратов, которые расположены преимущественно по краям обширного лавового покрова. Наиболее хорошо сохранившиеся вулканы — Мушкетова, Обручева, Домбровского, Лопатина, Кандидушкинский — имеют форму усеченного конуса высотой до 100—150 м с диаметром основания от 1 до 1,5 км. Склоны пологие — 10—30°. Кратерные воронки выражены сравнительно хорошо. Диаметр кратеров 400—500 м. В некоторых из них расположены небольшие озера. Исключение составляет вулкан Якша II, который в значительной степени разрушен эрозийными процессами и имеет вид прерывистого кольцевого вала.



Вулканы Мушкетова и Домбровского относятся к сложным слоистым вулканам, в строении которых кроме шлаков принимают участие оливиновые базальты. Остальные вулканические постройки (Обручева, Лопатина и Кандидушкинский) — типичные туфошлаковые конусы.

Месторождение вулкана Лопатина находится на водоразделе рек Ендондина и Шербакты, в южном борту Ендондинской впадины, в 3—4 км от трассы Романовка—Багдарин.

Относительная высота вулкана 100—120 м. Это типичный моногенный туфошлаковый конус со стержнем спекания. Имеет вид усеченного конуса с разрушенной восточной стенкой. В плане основание и стенки кратера имеют эллипсоидальную или овальную форму, с вытянутостью к северо-востоку по азимуту 65—70°.

Диаметр основания вулкана имеет по длинной оси эллипса 1,5 км, по короткой — 1 км. Расстояние между противоположными стенками кратера 550 и 400 м. Диаметр днища кратера 300 м. Стенки кратера возвышаются над его днищем на 40—50 м. Днище полого погружается на восток в сторону долины р. Шербакты.

Коренные скальные выходы наблюдаются только на гребне южной стенки кратера и прослеживаются в виде широкой полосы (20—40 м) на протяжении 300 м. Высота коренных выходов обычно 5—10 м, реже 15 м.

Конус почти целиком сложен бурыми, красно-бурыми и темно-бурими туфами базальтового состава, преимущественно лапиллиевыми, реже агломератовыми разностями (фиг. 12).

Гулхенское месторождение приурочено к конусу вулкана Мушкетова, который находится в 3,5 км от устья руч. Гулхен и в 100 км к северо-востоку от с. Романовка.

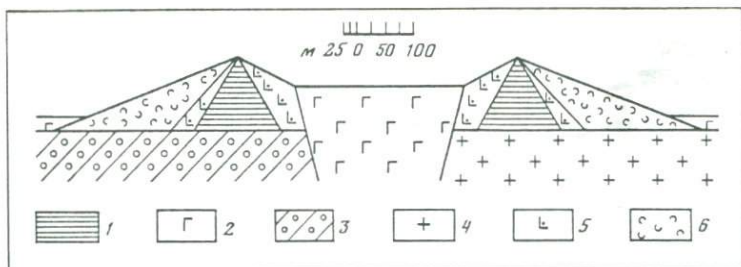
Вулканический конус имеет в плане несколько вытянутую с севера на юг форму. Площадь основания конуса 1000×1300 м<sup>2</sup>, высота конуса 90—100 м. Склоны вулканического конуса пологие — 10—12°. Внутренние склоны кратера довольно крутые, порядка 25—40°. Кратер открыт в северном направлении. Дно его плоское с озером диаметром до 250 м.

Вулканический конус расположен на покрове оливинового базальта. В разрезе конус имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Пепловые туфы, переслаивающиеся с бомбовыми и лапиллиевыми туфобрекчиями.....	14
2. Бомбовые туфы, переслаивающиеся с пепловыми туфами и потоками оливиновых базальтов.....	35
3. Пепловые туфы, чередующиеся с бомбовыми туфобрекчиями.....	16
4. Рыхлые бомбо-лапиллиевые отложения.....	2

В южной части конуса породы более литифицированы, чем в северной, поэтому они могут использоваться в качестве стенового камня. В северной части конуса преобладают слаболитифицированные туфы и рыхлые шлаки. Запасы пильного камня, по данным геологоразведочных работ, на Гулхенском месторождении оцениваются в 4,8 млн м<sup>3</sup>.

*Петрография и технологические свойства.* Шлаки Джидинской группы вулканов. Как мы уже отмечали, вулканические шлаки



Фиг. 12. Разрез вулкана Лопатина. Составлен по данным ПГО "Бурятгеология"

1 — агглютинат; 2 — оливиновый базальт; 3 — вулканогенно-осадочная порода; 4 — порфиридовый гранит; 5 — спекшийся туф и шлак; 6 — рыхлый шлак

месторождения Хурай-Цакир подразделяются на две основные группы: черные и красно-бурые шлаки. В зависимости от пористости вулканические шлаки подразделяются на слабопористые, пористые и пузыристые. Размер пор варьирует от десятых долей миллиметра до 10—15 мм. Содержание вкрапленников обычно не превышает 5—10%. Вкрапленники представлены плагиоклазом (лабрадор) и моноклинным пироксеном, вероятно авгитом. Основная масса обычно гиалиновая или нечетко выраженная микролитовая. В зависимости от особенностей стекла можно выделить три разновидности вулканического шлака.

Для первой разновидности характерно черное непрозрачное стекло. Окраска стекла определяется тончайшими точечными выделениями рудного минерала, вероятно магнетита. В стекле при большом увеличении хорошо заметны микролиты плагиоклаза, представленного первыми номерами лабрадора.

Для второй разновидности характерна ярко-красная в отраженном свете окраска стекла. В тех участках, где стекло просвечивает, хорошо заметны волокнистые образования и пластинки, представленные гематитом. По-видимому, именно они придают стеклу ярко-красный цвет.

Стекло третьей разновидности макроскопически светло-коричневое. Под микроскопом — палевое, хорошо просвечивает в проходящем свете. Во многих разновидностях этого типа стекло пронизано волосовидными кристаллитами (табл. IV, а).

В большинстве шлаков Забайкалья поры не заполнены вторичными минералами. В относительно редких разновидностях они могут быть заполнены кальцитом.

Содержание стекла в основной массе породы обычно высокое (объем пор вычитается) — до 70—90 объем. %. Однако встречаются разновидности, в которых количество микролитов достигает 20—25%.

Вулканический шлак джидинских вулканов и, в частности, месторождения Хурай-Цакир, содержит незначительное количество воды, порядка 0,20—0,3%. Выделение воды при нагревании происходит в широком температурном интервале: от 300 до 1100°С. На термических кривых наблюдаются два эндотермических эффекта с макси-



мумами при 450 и 910°С и один экзотермический эффект, вызванный кристаллизацией базальтового стекла.

Для месторождения Хурай-Цакир характерны рыхлые шлаки с насыпной плотностью от 400 до 900 кг/м<sup>3</sup>. Наиболее легкими являются черные шлаки. Черные шлаки фракции 5—10 мм имеют насыпную плотность 394 кг/м<sup>3</sup>. Прочность варьирует от 10 до 15, в наиболее тяжелых разновидностях — до 20 кГс/см<sup>2</sup>. Вулканические шлаки месторождения Хурай-Цакир пригодны для производства как конструктивно-теплоизоляционных, так и конструктивных марок бетона.

Вулканические шлаки Витимского плато. Для Витимского плато характерны как черные, так и окисленные красновато-бурые разновидности вулканического шлака. Количество вкрапленников невелико и составляет 5—10%. Преобладающей разновидностью являются плагиоклаз (лабрадор, лабрадор-битовнит), моноклинный пироксен и оливин. Пористость стекла составляет 50—60%.

В пределах вулканических конусов встречаются как рыхлые, так и спекшиеся разновидности. Рыхлые шлаки обычно залегают по периферии вулканических конусов. Насыпная плотность колеблется от 600 до 950 кг/м<sup>3</sup>, общая пористость — от 45 до 60%. Прочность щебня — 10—18 кГс/см<sup>2</sup>.

Спекшиеся разновидности залегают в виде отдельных довольно крупных блоков. На вулкане Лопатина при проведении геологосъемочных работ был выделен блок спекшегося туфа объемом 1,6 млн м<sup>3</sup>, а на вулкане Мушкетова — блок объемом 4,8 млн м<sup>3</sup>. Спекшиеся туфы довольно хорошо поддаются распиловке и могут использоваться в качестве пильного камня. Спекшийся туф вулкана Лопатина имеет объемную плотность 1890 кг/м<sup>3</sup>, среднюю пористость 37,2%, объемное водопоглощение 12,8%, прочность при одноосном сжатии в сухом состоянии 109 кГс/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии 108 кГс/см<sup>2</sup>.

Спекшиеся туфы Гулхенского месторождения, по данным Восточно-Сибирского технологического института, характеризуются следующими показателями: объемная плотность 1050 кг/см<sup>2</sup>, пористость 62%, прочность 70 кГс/см<sup>2</sup>.

В последние годы большой объем работ по изучению технологических свойств вулканических шлаков был проведен в Восточно-Сибирском технологическом институте (К.М. Марактаев), в институте ЦНИИЭПжилица (Н.Я. Спивак), в Минвостокстрое СССР (Г.И. Уралов, Р.Б. Шакиров). Можно считать доказанным, что вулканические шлаки Лопатинского и др. месторождений могут с успехом использоваться для производства теплоизоляционно-конструктивных бетонов марок 75, 100, 150 и 200.

Вопрос об использовании шлакового туфа в качестве пильного камня до настоящего времени остается открытым, необходимы дополнительные исследования в этой области.

Вулканические шлаки вулканов Тункинской группы. Для шлаковых конусов Тункинской впадины характерны вулканические шлаки крупнопорфировой структуры. Количество вкрапленников различно. В шлаках Священной горы их количество достигает 25%, в шла-

ках Уляборского вулкана — не превышает 10—15%. Однако минеральный состав вкрапленников относительно постоянен. Они представлены плагиоклазом (лабрадор), оливином  $Fe_{0,30}$  и пироксеном, вероятно авгитом. Размер вкрапленников варьирует от 1,0—1,5 до 4—5 мм. Стекло черное или красновато-бурое. Пористость колеблется от 35 до 60%. Для вулканических шлаков Священной горы характерны микровкрапленники и микролиты. Микровкрапленники представлены оливином, плагиоклазом и пироксеном. Поры частично заполнены кальцитом и глинистым минералом (табл. IV, б, в).

Насыпная плотность тункинских шлаков колеблется от 700 до 950 кг/м<sup>3</sup>. Прочность различная: от 15 до 25 кгс/см<sup>2</sup>.

Вулканические шлаки Боргойской впадины. К наиболее изученным относятся вулканические шлаки и пористые базальты вулкана Большой Кумын. Типичные шлаки пользуются ограниченным распространением, образуя отдельные прослои. Пористость базальтов составляет 15—20%. Наиболее широко развиты оливиновые базальты. Оливин образует крупные кристаллы размером до 1—2 мм. По периферии кристаллов развиты каемки гематита. Встречаются окристаллизованные и стекловатые разновидности пористого базальта. В гиалобазальтах стекло основной массы черное, непрозрачное. Для окристаллизованных базальтов характерна микродолеритовая структура основной массы: пространство между хорошо ограненными кристаллами моноклинного пироксена и рудного минерала заполнено плагиоклазом. Размер пор непостоянен — от крупных 1—2 — 5—10 мм до микропор размером порядка 0,1—0,5 мм. Преобладают поры сферической формы. Встречаются разновидности пористого базальта, в котором поры частично заполнены агрегатом цеолитов и глинистым минералом. Среди цеолитов наиболее широко распространены натролит и шабазит. Глинистые минералы образуют почковидные агрегаты с концентрически-зональным внутренним строением. Плотность пористого базальта в куске порядка 2 г/см<sup>3</sup> (табл. IV, г).

### Глава III

## КИСЛЫЙ ЭКСПЛОЗИВНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕМЗЫ

Ранее мы рассмотрели базальтовый вулканизм и связанные с ним месторождения вулканического шлака. Трещинный или центральный характер вулканизма в значительной степени зависит от тектонической обстановки в том или ином регионе. Однако близость химических составов базальтов различных вулканических зон позволяет предположить и близкий механизм их образования. По-видимому, во всех случаях источником базальтового вещества является верхняя мантия. Появление тех или иных разновидностей базальта можно объяснить двумя причинами: различной степенью плавления пород верхней мантии и кристаллизационной дифференциацией в магматической камере.



Данное правило, вероятно, применимо и при рассмотрении генезиса кислых магм. Мы предполагаем, что в зависимости от тектонической обстановки может преобладать или селективное плавление, или кристаллизационная дифференциация. Нами рассматриваются два различных в структурном плане региона: Камчатский полуостров и Закавказье. Камчатский полуостров входит в систему островных дуг, история развития вулканизма которых, как предполагают, тесно связана с сейсмофокальной зоной. Новейший кислый вулканизм Курило-Камчатской островной дуги начался около 8000 лет тому назад и проявляется практически до современного возраста. Вулканизм проявляется главным образом в эксплозивной форме. Наиболее интенсивная его фаза относится к временному интервалу от 8 до 2 тыс. лет. Продукты вулканизма в значительной степени представлены пемзами, которые характеризуются определенной спецификой химического состава: преобладанием натрия над калием и весьма высоким содержанием кальция. Пространственно и генетически пемзы связаны со структурами типа кальдер. Единство химического состава пемз на огромной территории, которая включает юг Камчатского полуострова и Курильские острова, позволяет предположить и близкий механизм магмообразования. С кислыми пемзами обычно ассоциируют стекловатые породы смешанного состава и пирокласты, представленные ассоциацией таких минералов, как оливин, пироксен и анортит. Породы смешанного состава состоят из риолита и андезита. По составу риолит аналогичен пемзам. Для андезитовой части породы характерны реликты габбро. Можно выделить два этапа магмообразования: в первый этап происходят плавление мантийной породы и образование андезитовой магмы; во второй — кристаллизационная дифференциация, в процессе которой в верхней части магматического очага формировался кислый расплав. Во время подъема магмы к поверхности на границе риолитовой и андезитовой жидкостей формировались промежуточные по составу риолито-андезитовые породы.

Закавказье относится к зоне посторогенного вулканизма, которая сформировалась на продолжении Северо-Африканской рифтовой зоны. К началу рифтогенеза мощность сиалической коры достигала 30—35 км. Формирование кислых магм происходило главным образом за счет плавления метаморфических пород и гранитоидов нижней части сиалической коры. Судя по составу кислых пород Джавахетского, Арагцкого и Гегамского блоков коры, кристаллизационная дифференциация при формировании магм играла резко подчиненную роль. В кислых породах этих вулканических блоков в большом количестве встречаются ксенолиты кварцевых диоритов, гранодиоритов и других пород гранитоидного ряда. Кислый вулканизм Закавказья охватывает значительный временной интервал порядка 1,5—2,5 млн лет. Пористые пирокласты обычно связаны с отдельными центрами и по химическому составу и структурным особенностям полностью соответствуют кислым лавам, излившимся на поверхность из этих же центров.

## Геология и структура впадины

Район Курильского озера по своим вулcano-тектоническим особенностям представляет собой уникальный объект.

Геологические исследования в этом районе начались с маршрутных наблюдений, проведенных отрядом С.А. Конради. Более систематические исследования в 1937 г. провел Б.И. Пийп. Он довольно подробно описал впадину Курильского озера и вулканические массивы его окрестностей: Ильинский, Желтовский и Дикий Гребень [38]. Б.И. Пийп считал, что котловина озера имеет тектоническое происхождение, а большая часть вулканических пород связана с деятельностью окружающих вулканов. Б.И. Пийп допускал, что в пределах озера мог существовать вулканический центр. В 60-е годы Камчатским территориальным геологическим управлением проводились геологосъемочные работы под руководством В.М. Шеймовича. Было показано, что впадина Курильского озера является восточной частью крупной Паужетской вулcano-тектонической депрессии. Впадина обрамлена разновозрастными породами, наиболее древними из которых являются неогеновые образования, относимые к так называемой паратунской свите. В.С. Шеймович пришел к выводу, что в дочетвертичный период на месте Курильского озера существовал обширный бассейн, который отступил в раннечетвертичное время после поднятия, охватившего весьма обширную территорию [53]. В более позднее время в восточной части поднятия произошло опускание крупного блока обширной территории и образование бассейна. В.С. Шеймович допускал, что образованию озерной впадины предшествовала довольно интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой сформировались залежи пемзы.

Такого же мнения придерживались О.А. Брайцева, Т.С. Краевая и др. [9, 24]. Они обратили внимание на то, что пемзы распространяются радиально от границ озера в виде потоков и на основании радиоуглеродного определения погребенной под пемзами древесины показали, что отложение пемз произошло примерно 8000 лет назад. На основе этих данных позднее Е.Ф. Малеев [27] описал пемзовые отложения как лахаровые образования и считал, что их температура в момент извержения была невысока. По мнению Н.В. Огородова с соавторами [17], источником пемз Курильского озера послужили многочисленные локальные и трещинные центры эрупции более поздние. В частности, одним из крупнейших центров извержения эти авторы считали вулканический массив Дикий Гребень; сама котловина озера рассматривается ими как тектоническая впадина, ограниченная кольцевым разломом.

В последнее время новые данные эхолотной батиметрии были рассмотрены совместно с результатами ранее выполненных геофизических исследований [20]. Авторы показали, что северная часть озера представляет собой воронку взрыва, а южная — скорее всего является кальдерой проседания, окруженной дугой кислых экструзий, часть из которых обнажается на островах Чаячий, Сердце Алаида и др.



Приведем краткий обзор результатов, проводимых различными авторами за период 1976—1983 гг. геолого-вулканологических исследований в районе Курильского озера.

Котловина Курильского озера почти изометричной формы, чуть вытянута в меридиональном направлении, размер 9×12 км. Рельеф дна озера характеризуется сложным строением. Выделяются две части — северная и южная, разделенные перемычкой шириной в 150 м. Глубина северной части озера — 200 м; рельеф дна неровный. Впадина южной части имеет крутые ступенчатые склоны, быстро понижающиеся до глубины 300 м; дно весьма плоское. По периметру южной части впадины отмечаются крутые поднятия, в систему которых входят перемычка, разделяющая обе части озера, а также риолитовые экстрוזии — острова Сердце Алаида и Чайчий. Береговая линия осложнена бухтами и полуостровами. К наиболее крупным полуостровам относятся Полумынк, Тугумынк, Глиняный, Теплый. С востока и юго-востока котловина озера имеет низкоргорный рельеф, сформированный разновозрастными вулканогенно-осадочными породами. С запада к нему примыкает мощный лавоэкструзивный массив Дикий Гребень высотой более 1000 м. Южные берега озера пологие и образуют низменность, продолжающуюся на юг на 5—6 км, где она ограничена обрывистым склоном Паужетской впадины. С северо-востока к озеру спускаются лавовые потоки андезитобазальтового вулкана Ильинская сопка — наиболее крупной постройки в районе озера. Горный рельеф, окружающий озеро, изрезан многочисленными речными долинами, крупнейшая из которых — долина р. Озерной. Все межгорные понижения заполнены отложениями вулканических пемз, обрывы которых высотой до 100 м создают неповторимые живописные ландшафты района Курильского озера.

В структурном отношении район Курильского озера располагается в самой южной части Восточно-Камчатского вулканического пояса и приурочен к замыканию грабен-синклинали Южной Камчатки. В пределах грабен-синклинали породы комплекса фундамента, как правило, опущены ниже уровня эрозионного среза современной речной сети. С востока, где к Курильскому озеру примыкают дислоцированные неогеновые отложения, располагается горст-антиклиналь Берегового хребта. Грабен-синклиналь разбита поперечными глубинными разломами на блоки. Пересечение систем глубинных разломов обычно и определяет положение конкретных вулканических центров. В частности, в районе Курильского озера глубинный разлом, отделяющий грабен-синклиналь от горст-антиклинали Берегового хребта, пересечен глубинным разломом широтного простирания, на котором располагаются такие вулканические центры, как Дикий Гребень, вулкан Кошелева и др.

Наиболее древними отложениями района Курильского озера, относимыми нами к комплексу фундамента четвертичных вулканов, являются верхнеогеновые туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, измененные андезиты, диориты и диоритовые порфириты. Вулканогенно-осадочные породы имеют мощность 200—250 м и прорваны субвулканическими телами измененных андезитов, диоритов и диоритовых пор-

фиритов. Вблизи субвулканических тел обычно залегают породы прижерловых фаций — агломератовые и глыбовые туфы. В ряде мест вулканогенно-осадочные породы прорваны интрузиями диоритов и диоритовых порфиритов. На побережье Курильского озера наиболее крупные массивы расположены вблизи бухты Северной и к северу от мыса Глиняный. Они обычно образуют изометричные в плане тела и дайки. Размеры массивов относительно невелики и не превышают 2—2,5 км в поперечнике. В контакте с диоритами вулканогенно-осадочные породы обычно ороговикованы. Диориты района мыса Глиняный прорваны многочисленными дайками диоритовых порфиритов и более основных пород типа габбро и базальта. Дайки имеют простирание на северо-восток  $30^\circ$  и фиксируют разломы того же направления (фиг. 13).

Все породы верхнеэоценового возраста равномерно метаморфизованы. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом и цеолитами, среди которых наиболее широко распространены анальцит, морденит, гейландит. По мере приближения к субвулканическим телам степень метаморфизма несколько возрастает.

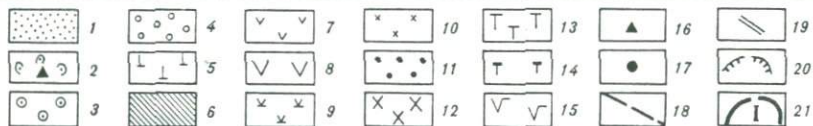
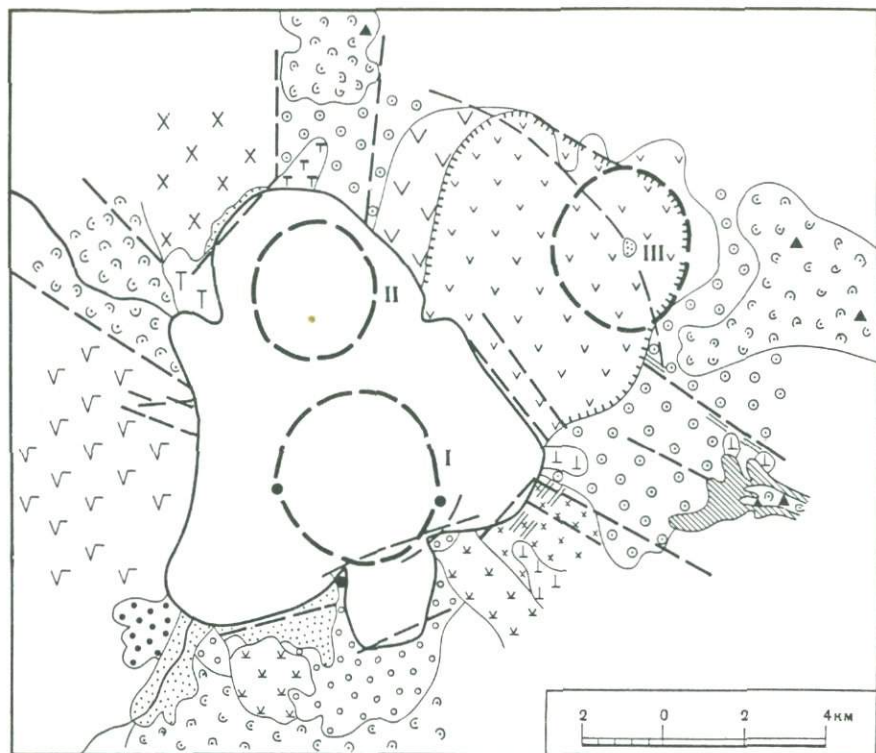
В конце неогена на месте Курильского озера и на всей территории нынешней Паужетской депрессии существовал морской бассейн. Накопление осадков в нем шло за счет деятельности вулканических аппаратов ареального типа, которые располагались вдоль разломов северо-западного простирания (сегодня мы их наблюдаем в виде субвулканических тел).

Развивающийся поздний четвертичный вулканизм состоял из нескольких этапов, или циклов. Первый цикл носил островной характер и привел к общему поднятию района и образованию комплекса платообразных вулканогенных останцов на эродированной кровле фундамента. После мощной вспышки кислого вулканизма в среднечетвертичное время образовалась в современном виде самая крупная вулкано-тектоническая котловина района — Паужетская вулкано-тектоническая депрессия, с которой ассоциирует система выделенных нами мелких грабен. С образованием депрессии, по-видимому, связаны игнимбриты, выходы которых широко представлены на Голыгинских горах [53].

Вулканические породы четвертичного времени укладываются в широкий возрастной интервал — от нижнечетвертичных до современных. По отношению ко времени образования котловины Курильского озера они могут быть подразделены на докальдерные вулканы, вулканические породы кальдерообразующего этапа и посткальдерные вулканы. Представление о породах кальдерообразующего и докальдерного этапа развития этого участка коры основано на комбинации геологических наблюдений, данных эхолотирования и геофизических материалах, относящихся к территории озера. В работе М.И. Зубина и др. [20] показано, что в южной части озера располагается отрицательная аномалия поля силы тяжести, окруженная валом, в пределы которого попадают небольшие риолитовые экструзивные купола Сердце Алаида, Чаячий и образования мыса Тугомынк.

На основании изучения пирокластических образований в различ-





**Фиг. 13.** Схематическая геологическая карта района Курильского озера. Составлена В.В. Наседкиным и Т.Н. Соловьевой с использованием материалов В.С. Шеймовича

1 — современные рыхлые отложения; 2 — несортированные разнообломочные дацитовые и риолито-дацитовые пемзы; 3 — андезитовые и андезито-дацитовые пемзы и шлаки вулкана Ильинский; 4 — переотложенные озерные пемзы; 5 — измененные туфы андезитов; 6 — полосчатые пемзы и шлаки; 7 — андезитобазальтовые лавы вулкана Ильинский; 8 — вулканические породы основания вулкана Ильинский; 9 — андезиты, андезито-дациты, дациты; 10 — диориты; 11 — пемзовые образования массива Дикий Гребень; 12 — вулканогенные образования Голыгинских гор; 13 — пемзопепловые туфы; 14 — измененные эффузивы, кварцитовидные породы; 15 — породы эффузивно-экструзивного массива Дикий Гребень; 16 — пробы; 17 — экструзии дацитов; 18 — разломы; 19 — дайки; 20 — воронка древнего Ильинского вулкана; 21 — воронки взрыва

ных частях данного района может быть составлен следующий обобщенный разрез пирокластической толщи.

Мощность, м

1. В основании разреза залегают озерные глинисто-пирокластические породы; пласты пирокластов разделены прослоями глинистых образований. . . . . 10—15

2. Выше озерных отложений залегает толща белых пемз; для пемзовых отложений не характерна сортировка, размер обломков в диаметре составляет от нескольких сантиметров до 50—60 см; по химическому составу пемзы относятся к дациту; для них характерна следующая ассоциация вкрапленников: плагиоклаз + гипперстен + роговая обманка . . . . . 50—60

3. Разнообломочная пемза дацита; содержание гравийной составляющей достигает 55—60% по массе, а на долю песка приходится порядка 40—45%; характерная ассоциация вкрапленников: плагиоклаз + пироксен + роговая обманка; постоянно присутствуют обломки (в виде ксенолитов) базальта с долеритовой структурой основной массы ..... 40—50
4. Выше второй толщи залегают так называемые пемзошлаковые образования, по терминологии О.Н. Волынца [12] — гетеротакситовые пемзы; в долине р. Ильинской они имеют вид горизонта плотного, местами спекшегося туфа; к востоку от озера в долине р. Инканюш они залегают в виде рыхлых отложений ..... 10—60
5. Выше пемзо-шлаковых образований залегают однородные пемзы практически без примеси песчаной фракции; для пемз характерна интенсивно желтая окраска ..... 5—6
6. Выше желтых пемз залегают пемзы и шлаки различной мощности, по составу вероятно соответствующие андезито-дациту ..... 1—20

Анализируя пространственное распространение пород этой пирокластической толщи, мы выделяем следующие центры эксплозивной деятельности.

Первый центр — воронка (центр I, см. на карте, фиг. 11), расположенная между мысом Тугомынк и островами Сердце Алаида и Чаячий. С эксплозиями из этой воронки связано образование мощной толщи пемзовых нижних отложений. На основании данных о рельефе дна озерной котловины можно предположить существование также воронки в районе бухты Северная (центр II, см. на карте, фиг. 11). Однако ее роль в формировании пемзовых отложений, по-видимому, была незначительна.

Третьим центром вулканической деятельности, по-видимому, являлся древний вулкан, существовавший на месте современного вулканического конуса Ильинский. В основании этого конуса отчетливо выделяется древняя кальдероподобная структура. В ее центре можно предположить существование крупного эксплозивного центра, с деятельностью которого были связаны выбросы пемз, давших весьма крупные объемы пемзового пирокластического материала.

Это предположение подтверждается участием пемзы подобного типа в строении основания или фундамента шлакового конуса вулкана Ильинский.

С более поздним извержением этого же центра мы связываем образование так называемых шлако-пемзовых, или, правильной, полосчатых пород (центр III, см. на карте, фиг. 11).

В качестве эксплозивного центра следует также рассматривать вулкан Желтовский, с ранней деятельностью которого могут быть связаны пемзы р. Голыгино и желтые пемзы верхнего горизонта толщи пирокластов.

Если рассматривать впадину Курильского озера как своеобразную структуру опускания типа кальдеры, то в формировании впадины мы можем выделить два основных этапа: кальдерообразующий и послекальдерный.

В кальдерообразующий этап образовались мощные эксплозии пемзы, давшие месторождение нижних пемз. По-видимому, к этой фазе относится и извержение верхних пемз. Обе взрывные воронки (района Алаида и древняя Ильинская), вероятно, были связаны между со-



бой на глубине и имели единый очаг. Проседание кровли очага вызвало образование современной впадины Курильского озера; можно предположить, что в кальдерообразующую стадию имела место эксплозия пемзо-шлакового материала.

Посткальдерная стадия характеризуется весьма сложным вулканизмом. С ней связано образование шлакового конуса вулкана Ильинский, извержение андезитобазальтов.

С поздними стадиями эксплозивной деятельности вулкана Ильинский связано извержение пемз андезито-дацитов и ассоциирующих с ними весьма своеобразных пород, напоминающих по облику габбро, анортозит, так называемый аллевалит, т.е. породы пироксен-оливин-анортитового состава. Обломки этих пород встречаются непосредственно на склонах современного шлакового конуса горы Ильинской.

С более поздней стадией формирования Курильского вулканического центра связано и образование крупного преимущественно кислого вулканического массива Дикий Гребень, а также кислые эксплозии и экструзии вулкана Желтовский.

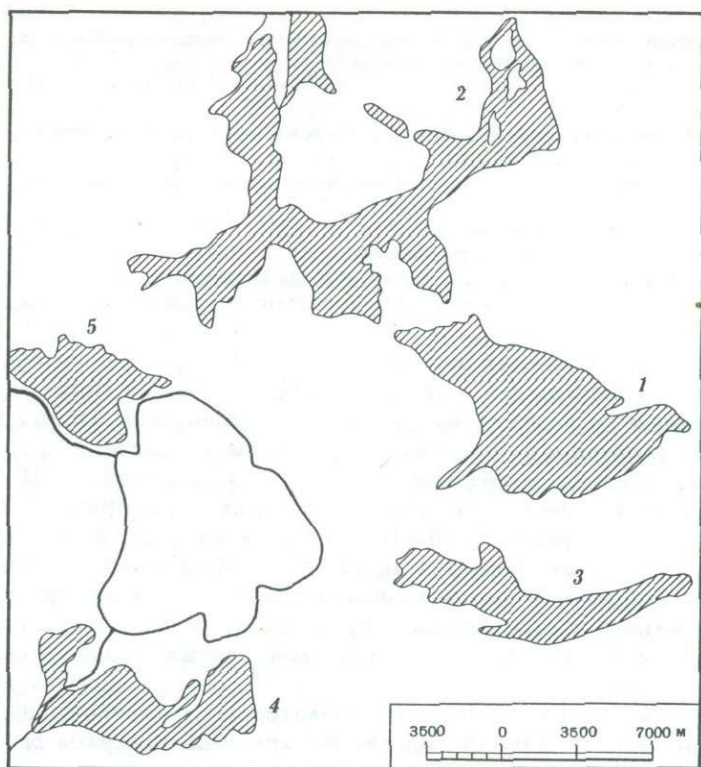
*Месторождения пемзы.* Главное место среди пород кальдерообразующего этапа занимают пемзы, широко распространенные в окрестностях Курильского озера. Пемзы отлагались главным образом в наземных условиях, хотя часть их, безусловно, образовалась в водной среде.

К пемзам, отложение которых происходило в наземных условиях, иногда при участии водных потоков, относятся пемзы, выполняющие грабенообразные и межгорные депрессии, расположенные радиально по отношению к впадине Курильского озера. Пемзовые отложения этого типа образуют мощные толщи в долинах рек Озерная, Выченкия, Ильинская, Инканюш и в верховьях рек Хакоцын и Этамынк. Для отложений характерны локализация в пониженных частях рельефа, отсутствие сортировки пирокластического материала, незначительная примесь глинистых образований, весьма значительная (до 50—120 м) мощность. Характерными для этих пемз являются некоторая разнородность в составе и различные текстурные особенности. Большая часть пирокластического материала образовалась в главную фазу эксплозивной деятельности.

Озерные пемзы широко развиты в южной части Курильской котловины. Они непосредственно примыкают к береговой линии озера. Для этих отложений характерна тонкая ритмичная слоистость, хорошая сортировка. Мощность этих отложений обычно не превышает 20—30 м. Картирование ареала распространения озерных пемз позволяет выделить контуры палеозера в тех размерах, которые существовали до катастрофического извержения, соответствующего времени образования кальдеры.

Курильское озеро является естественным центром, от которого ответвляются пемзовые тела, вытянутые вдоль речных долин.

Как уже было упомянуто, выделяются пять залежей пемзы. Генетически их можно разделить на две группы: пемзы первичного залегания и переотложенные пемзы. К пемзам первичного залегания



Фиг. 14. Месторождения (залежи) пемзы района Курильского озера

1 — Ильинское (Восточная); 2 — Верхне-Гольгинское (Северная); 3 — Инканюш (Юго-Восточная); 4 — Южная; 5 — Озерновское

относятся Ильинская залежь (Восточная), Верхне-Гольгинская (Северная), Озерновская и Инканюш (Юго-Восточная) (фиг. 14). Переотложенные пемзы образуют крупную Южную залежь к югу от Курильского озера (бассейн рек Хакацын и Кирушутк). Наиболее детально изучены Ильинская, Верхне-Гольгинская и Южная залежи.

Следует отметить, что Озерновская и Южная залежи находятся в пределах заказника и поэтому не могут рассматриваться как объекты возможной эксплуатации или месторождения. В данное время можно выделить только две залежи пемзы — Ильинскую и Восточно-Гольгинскую, которые, если будут построены порт и транспортные коммуникации, могут рассматриваться как месторождения и иметь промышленное значение.

Ильинская залежь, или месторождение. Пемзовые отложения выполняют долину р. Ильинской. По морфологии они образуют тело, как бы вложенное в древнюю долину реки и расчлененное на отдельные части ее многочисленными притоками. Для бассейна р. Ильинской, которая берет начало между вулканами Желтовский и Ильинский и впадает в Тихий океан, характерен следующий геологический разрез:



1. Измененные (цеолитизация, аргиллизация) андезиты, андезито-дациты, андезитобазальты, вероятно, нижнечетвертичного возраста; мощность . . . . .	Не установлена
2. Литифицированный риолитовый туф желтой окраски, характерна слабо выраженной слоистость . . . . .	100—150
3. Отложения белых афировых пемз; в дальнейшем они рассматриваются как нижние пемзы . . . . .	20—100
4. Пемзовый и шлаковый туф, в различной степени литифицированный; содержание пемзы и шлака составляет порядка 10—15 объем. % . . . . .	10—30
5. Желтые дацитовые (верхние) пемзы . . . . .	4—10
6. Андезитобазальты вулкана Ильинский . . . . .	10—20
7. Пирокластические отложения прорыва вулкана Ильинский . . . . .	5—300
8. Современные андезитобазальты, связанные с деятельностью вулкана Ильинский . . . . .	10—20

Возраст белых нижних пемз, которые являются главным объектом исследования, составляет 7—8 тыс. лет. Белые пемзы могут залегать на различных по возрасту вулканических образований. Общая протяженность залежи в субширотном направлении составляет 13,5 км; максимальная ширина в среднем течении р. Ильинской — 10 км; в верховьях р. Ильинской мощность пемзовых отложений — 20 м, в среднем течении реки — 50—100 м, а на востоке, по периферии, мощность пемзы уменьшается до 40—50 м. По-видимому, мощность пемзовых отложений сильно зависит от морфологии древнего рельефа. Прогнозные запасы пемзы в пределах этой залежи оцениваются нами в 1 млрд м<sup>3</sup>. Строение пемзовой залежи неоднородно. По простиранию меняются гранулометрический состав и содержание инородных примесей. Своеобразным индикатором изменения гранулометрического состава является содержание крупных обломков размером до 40—70 см. В краевых частях залежи содержание таких обломков не превышает 1—2% от объема породы, в средней части — 15, а в отдельных случаях — даже 20%. Максимальное содержание в пемзе инородных тяжелых обломков дацита, андезита, андезитобазальта наблюдается в краевой части залежи. В массиве пемзовые отложения выглядят следующим образом: в относительно однородной мелкообломочной массе выделяются обломки размером более 1—5 см. Как уже отмечалось, размер таких обломков достигает 20—70 см.

Наиболее перспективный участок по содержанию легкого материала в пирокластической породе находится в междуречье р. Ильинской и руч. Ветвистого. Участок имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму. Длина участка составляет примерно 3 км, ширина — 2 км и средняя мощность около 40—50 м. Прогнозные запасы пемзы на этом участке оценены нами 250—300 млн м<sup>3</sup>.

В разрезе по вертикали пемзовая залежь имеет довольно однородное строение. Слоистость и заметная дифференциация пемзовых отложений по крупности или объемной плотности отсутствуют.

Пемзовая порода рыхлая, местами слабо уплотнена и легко может разрабатываться вручную. Пирокластическая масса, содержащая обломки пемзы различного размера, состоит из относительно крупных обломков от 1 до 10—20 см, которые погружены в мелкий пемзовый щебень и песок. Среди отложений мелкой фракции в довольно большом количестве присутствует тяжелый инородный материал.

Средний гранулометрический состав пемзовой породы следующий: содержание крупных обломков (крупнее 0,7—3 см) в пемзовой породе колеблется от 25 до 30%, средних (0,7—3 см) — от 26 до 39% и мелких (0,7 мм и меньше) — от 31 до 50%. Средняя насыпная плотность пемзовой смеси составляет 900—1060 кг/м<sup>3</sup>. Крупнокусковая фракция имеет насыпную плотность порядка 310—430 кг/м<sup>3</sup>, средняя — 480—600 кг/м<sup>3</sup> и мелкая — 700—1200 кг/м<sup>3</sup>.

Утяжеление природной пемзовой смеси происходит главным образом за счет мелкой фракции. Среди обломков менее 3—5 мм наблюдается большое количество (до 40—50%) тяжелых частиц массивной и лаблпористой структуры.

В пределах залежи имеются участки, обогащенные обломками пемзы весьма крупных размеров (до 40—70 см). Этот тип пемзы мы назвали блоковой пемзой. При высокой концентрации блоковой пемзы в породе крупные куски, или блоки, можно извлекать попутно и использовать в качестве пильного камня. Если содержание блоков составит 15—20% от общего объема пемзовой породы, то при переработке каждой тысячи кубических метров горной массы возможно извлечение до 100—200 м<sup>3</sup> пильного камня.

Верхне-Гольгинская залежь, или месторождение. Пемзовые отложения, расположенные в верховьях р. Гольгина (Правый Унканович) названы Верхне-Гольгинским месторождением (Северной залежью). Месторождение расположено в 5 км по прямой от Ильинского месторождения, оно состоит из двух тел: северного и северо-восточного. Северное тело локализуется в долинах рек Правый Унканович и Выченкия, длина тела 16 км. Северо-восточное тело имеет в длину 12—14 км. На юге оба тела образуют единую залежь шириной до 6—8 км. Пемзовые отложения достигают максимальной мощности (около 60—100 м) в верховьях р. Правый Унканович. Далее на север мощность пемзовых отложений уменьшается до 10—20 м. Пемзовая залежь имеет двухъярусное строение. Нижний ярус состоит из пемз, в которых преобладает мелко- и среднеобломочный материал. Петрографически эти пемзы аналогичны пемзам Ильинского месторождения. Выше ильинских пемз залегает слой аллювиальных отложений, выше которого залегает мощная толща пемз второго яруса. Пемзы второго яруса образуют главную массу пемз Верхне-Гольгинского месторождения.

Мощность, м

1. Измененный (цеолитизированный и карбонатизированный) андезитовый туф.....	50
2. Сваренный стекловатый туф дацита .....	10
3. Озерные тонкослойные и мелкогалечные отложения.....	12—15
4. Пемзовый туф .....	15—100

В пемзовых отложениях второго яруса преобладают разнокусковые светло-желтые и белые пемзы. В верхней части разреза они постепенно сменяются серовато-желтыми и серыми пемзами. Подобное строение пемзовой толщи наблюдается почти повсеместно по простиранию пемзового тела. В северном направлении закономерно уменьшается количество кусковой пемзы и увеличивается содержание мелкообломоч-



ной пемзы и пемзового песка. Количество пемзового песка в пемзовой смеси (фракция менее 5 мм) составляет около 25—40%, а содержание гравия крупностью 5—30 мм — в среднем 40%; крупнокусковая пемза составляет остальное количество. Обломки крупнокусковой пемзы достигают в поперечнике 30—50 см. В пределах залежи можно выделить участки размером 300×200 м и более, где концентрация крупнокусковой и блоковой пемзы достигает 30—35 объем.%. Для пемзовых туфов верховьев р. Правый Унканович характерно низкое содержание тяжелых частиц, которые обычно по массе составляют не более 10—15%, а по объему — не более 5—8%. Средняя насыпная плотность (в кг/м<sup>3</sup>): туфа — 800—900, пемзового гравия — 400—700, пемзового песка — 700—1000.

Прогнозные запасы пемзы около 2—3 млрд м<sup>3</sup>, и Верхне-Голыгинское месторождение оценивается как весьма крупное.

Озерновская залежь, или месторождение. Пемзовые отложения заполняют долину р. Озерной. По простиранию залежь протягивается примерно на 15—20 км. Наибольшей мощности (до 70 м) пемзовые отложения достигают в 5—6 км от берега Курильского озера. Далее мощность постепенно убывает в западном направлении, соответственно меняется и гранулометрический состав пемз. Для восточной части залежи характерны пемзовые отложения с значительным содержанием крупнокусковой пемзы, которые могут составлять и 20—30%. В западной части залежи в пемзовых отложениях возрастает содержание мелкой пемзы и пемзового песка. Содержание гравия в пемзовых отложениях значительно ниже, чем в пемзовых образованиях долин рек Ильинской и Правого Ункановича. Тяжелый материал — обломки таких эффузивных пород, как дацит, базальт и др., — составляет довольно значительный объем от общего объема всей горной массы.

### Петрография и технологические свойства пемз

Среди пемзовых отложений, примыкающих с севера, запада и востока к впадине Курильского озера, могут быть выделены три основные разновидности пемзы: ильинская, голыгинская и полосатые пемзы смешанного состава.

*Ильинское месторождение.* Пемзы Ильинского месторождения имеют белый и светло-серый цвет. По химическому составу они относятся к дациту, риолито-дациту (в %): SiO<sub>2</sub> — 69,83, TiO<sub>2</sub> — 0,44; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 14,86, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,08, FeO — 1,26, MnO — 0,06, MgO — 0,57; CaO — 3,16, Na<sub>2</sub>O — 4,31, K<sub>2</sub>O — 1,82, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> — 2,24; Cl — 0,05. Структура волокнисто-пористая. Поры, как правило, ориентированы, их размер (в мм): крупные — 1—10, мелкие — 0,01—0,5. Количество вкрапленников обычно невелико и составляет не более 3—5%. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже моноклинным пироксеном и амфиболом. Сравнительно редко присутствует гиперстен. В акцессорных количествах встречаются рудный минерал и апатит.

В зависимости от габитуса кристалла можно выделить два типа плагиоклаза: таблитчатый и в виде неправильных обломков. Размер

зерен плагиоклаза 0,2—3 мм, для него характерно зональное строение. Представлен андезином N 42—48. Среди зерен неправильной формы встречаются индивиды более основного состава.

Моноклинный пироксен встречается в виде зерен неправильной формы размером до 0,2 мм,  $c:Ng = 42^\circ$ . Роговая обманка встречается в виде призматических кристаллов до 0,2—0,4 мм по длинной оси. Наблюдается отчетливый плеохроизм: коричневатозеленый по  $Ng$ , зеленый — по  $Np$ ,  $c:Ng = 22^\circ$ . Гиперстен образует крупные призматические кристаллы до 0,4—1,0 мм по длинной оси, иногда встречается в виде сростков. Характерна ассоциация с рудным минералом и апатитом. Рудный минерал образует изометричные зерна размером до 0,2—0,4 мм. Апатит встречается в виде тонких призмочек и игловидных кристаллов.

Стекло под микроскопом бесцветное. Поры обычно удлинённые, сплюснутые. В большинстве случаев группируются в ориентированные зоны. Вблизи кристаллов характер пористости меняется, стекло приобретает пенистое строение. Показатель преломления стекла  $1,508 \pm 0,003$ .

Плотность пемзы в куске 0,35—0,46 г/см<sup>3</sup>, пористость (общая) варьирует от 45 до 67%. Прочность пемзы 10—11 кг/см<sup>2</sup>. В пемзовых отложениях Ильинского месторождения довольно высокий процент примеси тяжелых частиц — до 60—68% по массе. Для наиболее важной в промышленном отношении фракции 5—75 мм были определены средние плотности пемзового гравия (в кг/м<sup>3</sup>): для легкого — 278, для среднего — 339 и для тяжелого — 1200. Тяжелый гравий — это обломки дацита, андезита, базальта. Водопоглощение по массе составляет 60—64%. Средняя теплопроводность пемзы в высушенном состоянии (среднее из трех определений) составила 0,11 ккал/ч·м·град. В пемзовой смеси содержится относительно небольшое количество пемзового песка, поэтому институт ЦНИИЭП жилища рекомендует следующую схему переработки пемзы для изготовления пористого заполнителя легкого бетона.

Первая стадия переработки — рассев на фракции: 0—5 мм, 5—10 мм, 10—20 мм и 20—40 мм. Додраблывание гравия крупней 20 мм производилось в молотковой дробилке; выход фракций составил: дисперсных (0—0,15 мм) — 21,25%, 0—1,2 мм — около 72%. Это соотношение мелких фракций вполне удовлетворяет требованиям, принятым для заполнителей бетона.

Из обогащенной пемзы Ильинского месторождения могут быть изготовлены теплоизоляционно-конструктивные бетоны марок (по прочности): 50,75 и 100 с объемной плотностью 1150, 1175 и 1250 кг/м<sup>3</sup> соответственно.

*Гольгинское месторождение.* Разновидность пемзы этого месторождения имеет несколько большую плотность, чем пемза Ильинского месторождения. Макроскопически пемза белая с желтым и светло-серым оттенком. Преобладают мелкопористые разновидности. Довольно часты полосчатые разновидности, в которых наблюдается чередование полос отложений, имеющих различную пористость. По химическому составу пемзы относятся к дациту, причем содержание натрия



резко преобладает над калием. Количество СаО достигает 3—3,5%. Содержание кристаллической фазы 10—15%, а в отдельных разновидностях до 20%. Кристаллические образования представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами и роговой обманкой. В аксессуарных количествах присутствуют рудный минерал и апатит. В большинстве случаев вкрапленники имеют вид агрегатов, состоящих из нескольких зерен. Наблюдаются признаки их плавления и резорбции. Большая часть кристаллической фазы относится к ксенокристаллам. Для минеральных агрегатов характерна долеритовая структура: идиоморфные зерна плагиоклаза окружены выделениями моноклинного пироксена.

Плагиоклаз является наиболее широко распространенным минералом. Представлен зернами двух генераций. Для одной характерны отчетливый идиоморфизм, отчетливый призматический габитус, присутствие многочисленных включений коричневого стекла. Эта генерация плагиоклаза относится к андезину N 35—38. Вторая генерация плагиоклазов отличается большей основностью — лабрадор, содержащий до 55—60% анортитового компонента. Зерна обычно трещиноваты или раздроблены. Характерна ассоциация с моноклинным пироксеном. Размер зерен 0,2—3,5 мм.

Среди кристаллических образований вторым по распространенности является моноклинный пироксен: в шлифе имеет слабую зеленоватую окраску и отчетливый плеохроизм, минералогически представлен диопсид-авгитом; размер зерен 0,1—2 мм.

Ромбический пироксен представлен хорошо выраженными кристаллами призматической формы, относится к гиперстену. Имеет характерный плеохроизм. Размер зерен 0,1—2,5 мм. Признаки плавления и резорбции или вообще отсутствуют, или выражены очень слабо. Встречается в ассоциации с кислым плагиоклазом. Роговая обманка образует хорошо выраженные кристаллы длиной до 3—4 мм, хорошо заметные макроскопически. В шлифе имеет густо зеленую окраску и отчетливый плеохроизм. Стекло — в шлифе бесцветное. Показатель преломления  $1,512 \pm 0,003$ . Характерны линзовидные сплюснутые поры размером от десятых долей миллиметра до 10—15 мм.

Плотность пемзы в куске варьирует от 0,35 до 0,7 г/см<sup>3</sup>. Пористость 40—78%. Водопоглощение 32—58%. Прочность колеблется от 9—11,5 до 14 кгс/см<sup>2</sup>. В отличие от ильинской пемзы для пемзы Голыгинского месторождения характерна относительно небольшая примесь тяжелых пород, составляющая порядка 10—20% по массе. Средняя насыпная плотность гравия 450—560 кг/м<sup>3</sup>, а песка — 780—820 кг/м<sup>3</sup>.

*Полосчатые пемзы смешанного состава.* Гетерогенные полосчатые пемзы широко распространены на всех отмеченных месторождениях пемзового туфа. И на Ильинском, и на Голыгинском месторождении они обычно приурочены к верхней части разреза пемзовой залежи. В некоторых местах залежи обычной пемзы содержат своеобразные карманы, сложенные пемзой полосчатого строения. К востоку от Курильского озера, в бассейне р. Инканюш, полосчатые пемзы образуют покров мощностью от 4—5 до 50—60 м.

Макроскопически полосчатая пемза имеет отчетливое гетероген-

Таблица 12. Химический состав фаз, образующих полосчатые пемзы

Компонент	Стекло		Плагиоклаз			Моноклинный пироксен	
	пемза	шлак	пемза	шлак <sub>1</sub>	шлак <sub>2</sub>	пемза	шлак
SiO <sub>2</sub>	69,77	58,86	56,56	55,64	45,37	51,84	51,81
TiO <sub>2</sub>	0,70	1,10	—	—	—	0,52	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,40	18,17	27,35	27,75	33,94	2,14	2,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	2,92	—	—	—	—	—
FeO	1,05	3,64	0,21	0,29	0,26	8,43	8,95
MnO	0,07	0,14	—	—	—	—	—
MgO	0,46	2,45	—	—	—	15,22	18,83
CaO	2,89	7,49	9,43	11,88	19,25	20,76	20,39
Na <sub>2</sub> O	4,47	3,96	6,42	5,68	1,33	0,42	0,41
K <sub>2</sub> O	1,83	0,74	0,14	0,10	0,01	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,00	0,00	Не опр.		Не опр.	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,29	0,11	То же		То же	То же	То же
Сумма	99,90	99,58	100,11	101,34	100,16	99,68	100,79

ное строение, обусловленное чередованием черных и белых или светло-желтых полос. Толщина полос и характер их чередования различны. Наблюдаются разновидности, в которых белые и черные полосы встречаются примерно в равном соотношении. Толщина полос варьирует от 2—5 до 15—20 мм. В других разновидностях резко преобладает тот или иной вид пористого стекла. Но в большинстве случаев создается впечатление, что черная пемза или черное пористое стекло более поздние и как бы внедряются в пемзу белой окраски. Встречаются разновидности гетерогенной пемзы, в которых полосы как бы сгофрированы и напоминают так называемую птигматовую складчатость. По химическому составу пемзы полосы довольно сильно различаются. Пемза белых полос содержит до 65—70% SiO<sub>2</sub> и относится к дациту или риолито-дациту, а пемза черных полос содержит до 56—59% SiO<sub>2</sub> и относится к андезиту (табл. 12).

Так как андезитовое пористое стекло мы условились называть шлаком, а более кислое — пемзой, то данные породы для краткости будем называть пемзо-шлаковыми образованиями.

Под микроскопом видно, что шлак состоит из коричневого разных тонов стекла с показателем преломления от 1,535 до 1,54. Стекло пористое. Поры имеют веретеновидную и линзовидную форму. Размер от 0,1 до 10 мм в наибольшем измерении. Часто крупные поры бывают осложнены стеклянными перегородками и приобретают сотовый характер. Пемзовое стекло под микроскопом бесцветное. Показатель преломления 1,512—1,515. Поры имеют более сложную конфигурацию, чем поры в шлаке, но тоже отчетливо вытянуты в одном направлении. Характерно, что граница между пемзой и шлаком резкая (табл. V, а, б). Пемза и шлак образуют микроплойчатую структуру с коленообразными пережимами и складками, свидетельствующими об их образовании в пластичном состоянии. Для пемзовой



части породы характерно относительно небольшое количество вкрапленников (около 3—5% общего объема), а в шлаке содержание кристаллических образований составляет 20—25%. Кристаллическая фаза представлена плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, амфиболом и рудным минералом.

Плагиоклаз широко распространен в шлаке и пемзе. В шлаке он образует кристаллы размером от 0,2 до 1—3 мм, которые часто раздроблены или встречаются в виде обломков. В пемзе наряду с хорошо ограненными таблитчатыми кристаллами встречаются и их обломки. В пемзе плагиоклаз обычно зонален и не содержит включений. Для шлака характерны зональные кристаллы с большим количеством включений коричневого стекла. Иногда включения стекла настолько многочисленны, что сливаются и кристалл приобретает вид скелетных образований. Для шлака наиболее характерен лабрадор N 60—70, однако встречается и анортит, аналогичный анортиту ультраосновных включений. В пемзе плагиоклаз в большинстве случаев представлен андезином N 40—47.

Моноклинный пироксен характерен главным образом для шлака; в пемзовых разновидностях он довольно редок. Размер зерен от 1—2 до 0,2 мм. В шлифе имеет отчетливый зеленый оттенок, оптически положительный с углом  $2V$  около  $60^\circ$ , с двупреломлением до 0,025,  $c:N_g = 45^\circ$ . По составу пироксены пемзы и шлака близки. Пироксен из шлака содержит несколько большее количество CaO (см. табл. 12).

Ромбический пироксен присутствует как в шлаке, так и в пемзе. Пироксен пемзы имеет более высокое содержание железа и низкое — MnO по сравнению с пироксеном шлака.

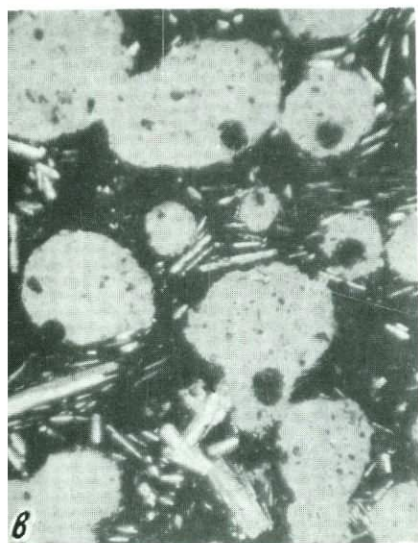
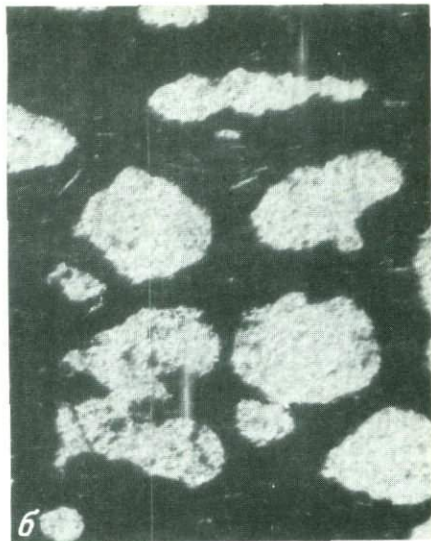
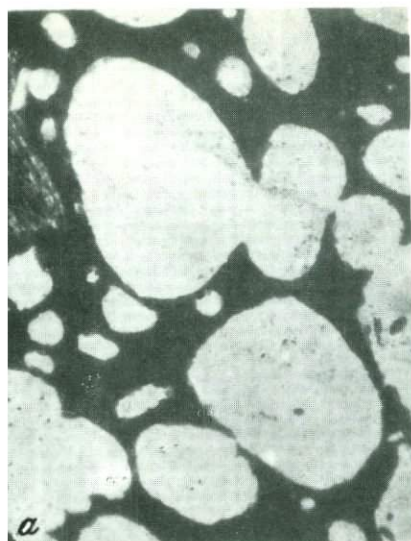
Роговая обманка образует призматические кристаллы длиной до 1 мм. В пемзах Ильинского месторождения встречается значительно реже, чем в пемзах Верхне-Голыгинского. Отчетливо плеохроирует: коричнево-зеленая по  $N_g$ , зеленая по  $N_p$  и желтая по  $N_m$ ,  $c:N_g = 23^\circ$ . Размер призм 0,2—1 мм. Роговая обманка, присутствующая в пемзах, имеет более высокое содержание кремнезема (на 3%) и железа (на 1%), чем роговая обманка из шлака.

Рудный минерал образует изометричные зерна размером до 0,2—0,4 мм.

Интересны данные о составе включений стекла в ромбическом пироксене и амфиболе из пемзы. Содержание кремнезема в стекле из ромбического пироксена составляет около 66,33%, а в стекле из роговой обманки — 75,4%; соответственно несколько возрастает содержание натрия, калия, а также воды. Эти данные показывают, что кристаллизация ромбического пироксена происходила из андезитодацитового расплава с низким содержанием воды. Хотя состав стекла из амфибола несколько экзотичен, в то же время он отчетливо показывает, что кристаллизация амфибола происходила на более поздней стадии из более кислого и водного расплава.

Разница в содержании кремнезема между шлаком и пемзой составляет 8—10%. В меланократовой части породы, т.е. в шлаке, присутствуют сростки моноклинного пироксена и рудного минерала или пироксена и плагиоклаза до 5—8 объем.%. Аналогичные образования

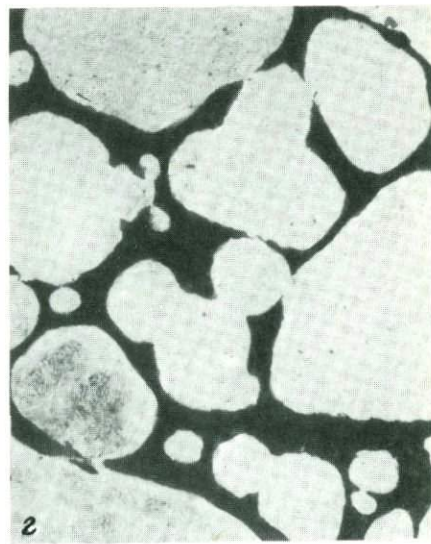
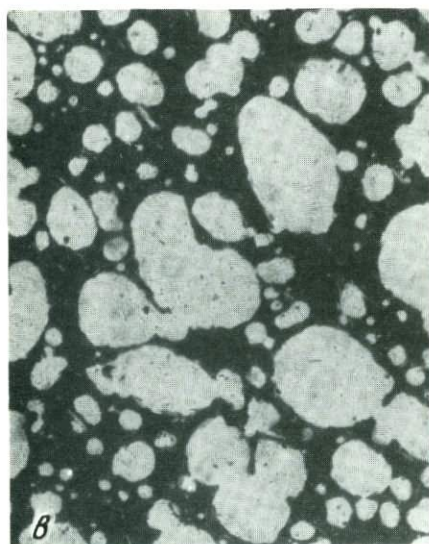
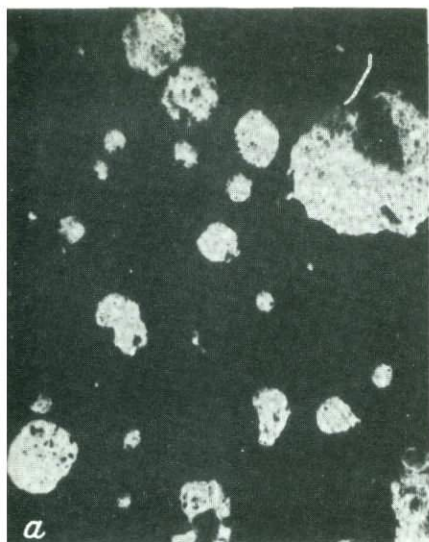
Таблица I



Разновидности структуры основной массы вулканических шлаков

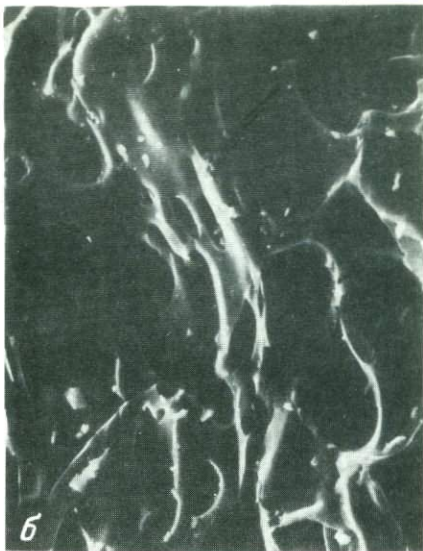
*а* — гиалиновая, обр. ХЦ-1, шлаковый конус Хурай-Цакир, Бурят. АССР, увел. 52, без анализатора; *б* — gialopilitовая, обр. 6—81, Джавахетское нагорье, ГССР, увел. 40, без анализатора; *в* — микролитовая, обр. Бр-1, гора Бархатная, Камчатка, увел. 40, без анализатора; *г* — интерсертальная, обр. Г-81, Джавахетское нагорье, ГССР, увел. 150, с анализатором





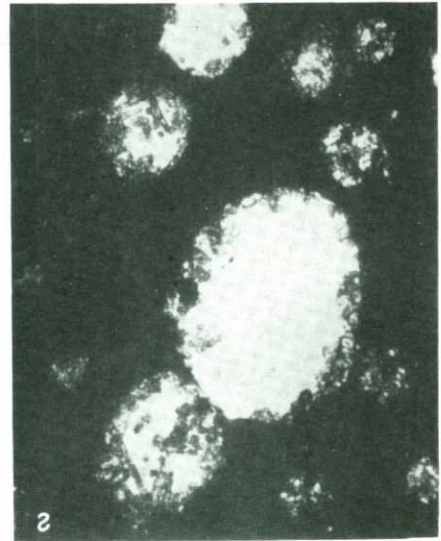
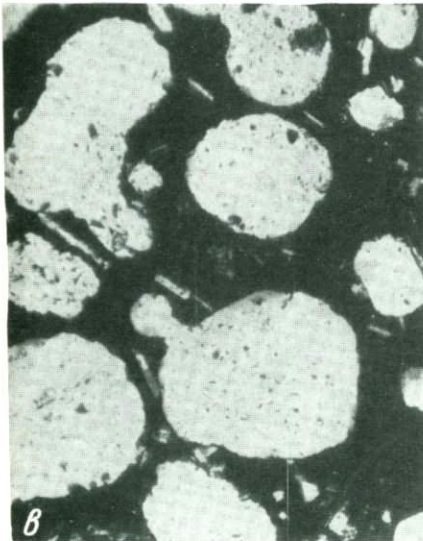
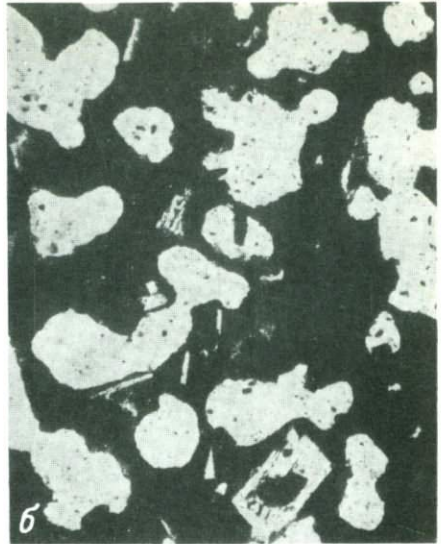
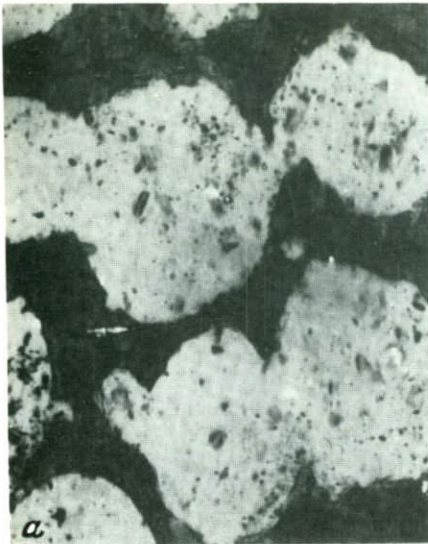
### Вулканические шлаки различной пористости

*a* — плотный, пористость меньше 20%, обр. ХЦ-2, шлаковый конус Хурай-Цакир, Бурят. АССР, увел. 52, без анализатора; *б* — слабопористый, пористость 25%, обр. Г-6, Джавахетское нагорье, ГССР, увел. 40, без анализатора; *в* — пористый, пористость 40%, обр. Г-81, увел. 40, там же, без анализатора; *г* — пузыристый, пористость свыше 50%, обр. Г-82, шлаковый конус Модега, там же, увел. 40, без анализатора



зновидности структуры пористых стекол под сканирующим электронным микроскопом  
примере месторождений Гегамского нагорья, АрмССР; увел. 2000  
а — плотное; б — слабопористое; в — пористое; г — пемзовидное

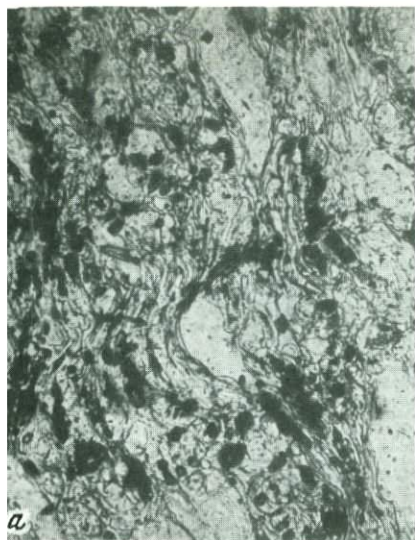




Разновидности вулканических шлаков из месторождений Забайкалья

*a* — светло-коричневый с нитевидными кристаллитами, месторождение Хурай-Шакир, Бурят. ССР, увел. 69, без анализатора; *б* — черный мелкопористой текстуры с микролитами и микровкрапленниками плагиоклаза, месторождение Уляборское, там же, увел. 60, без анализатора; *в* — красно-бурый крупнопористой текстуры, месторождение Священная гора, там же, увел. 60; *г* — черный слабопористой текстуры, поры заполнены цеолитами (натролит, анальцим), месторождение Большой Кумын, там же, увел. 60, без анализатора

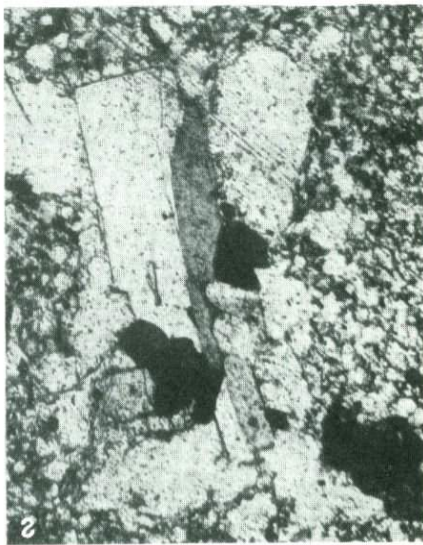
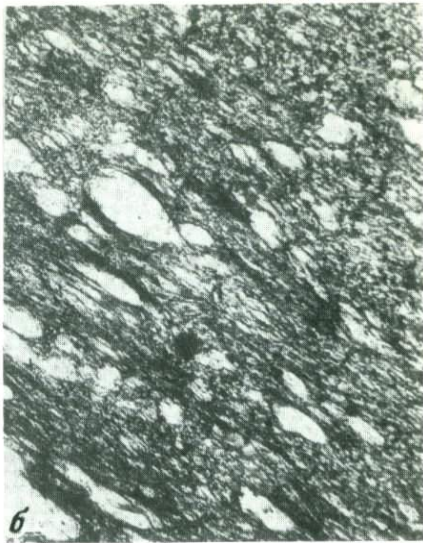
Таблица V



Темзы и связанные с ними габброидные включения

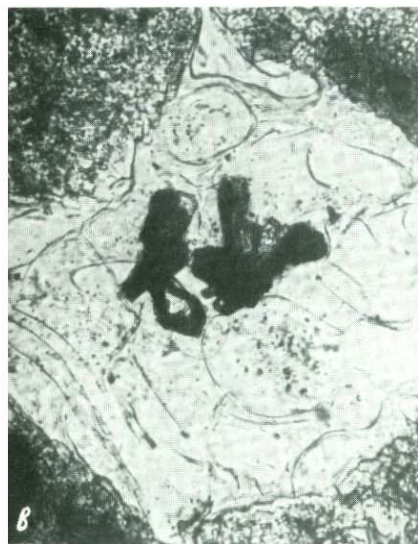
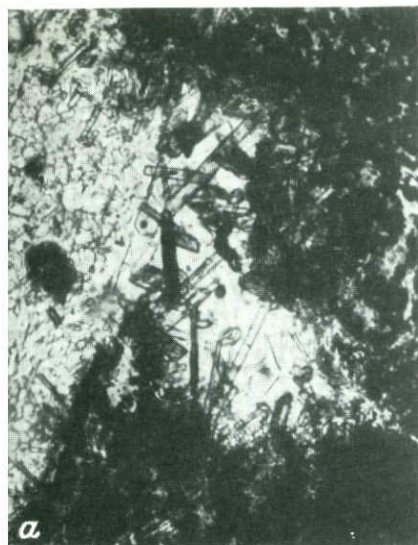
*а* — пемза Ильинского месторождения, Камчатка, увел. 50, без анализатора; *б* — гетерогенная полосчатая пемза, контакт дацитового и андезитового стекол, характерны резкие границы, залежь Инконют, там же, увел. 50, без анализатора; *в* — анортитовый агрегат, черное — стекло межзернового пространства, вулкан Ильинский, там же, увел. 70, с анализатором; *г* — анортит-пироксен-оливиновый грегат полосчатой текстуры, полосы анортит-пироксенового состава характеризуются равным идиоморфизмом зерен плагиоклаза и пироксена, там же, увел. 150, с анализатором





Текстурные особенности пемз и пемзо-шлаковых образований кальдеры Ксудач, Камчатка

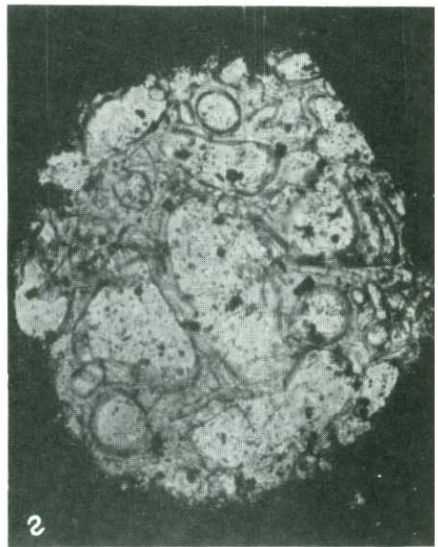
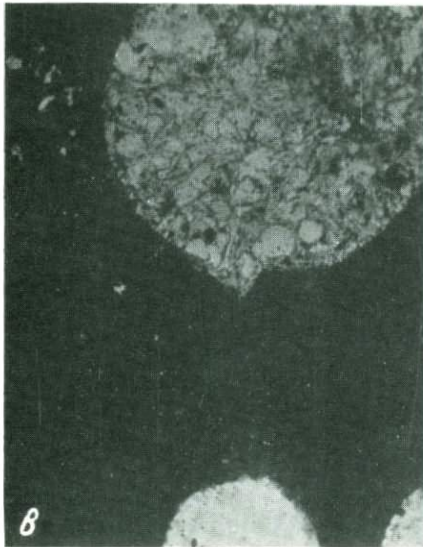
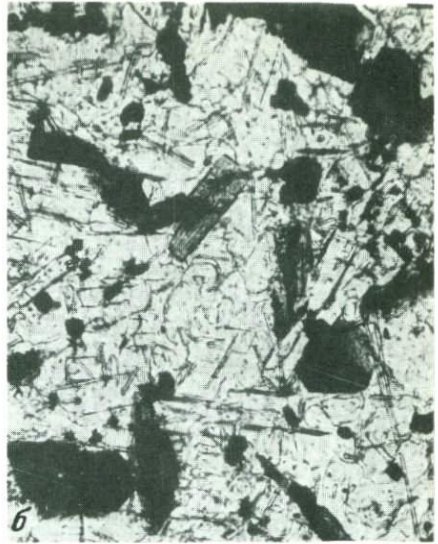
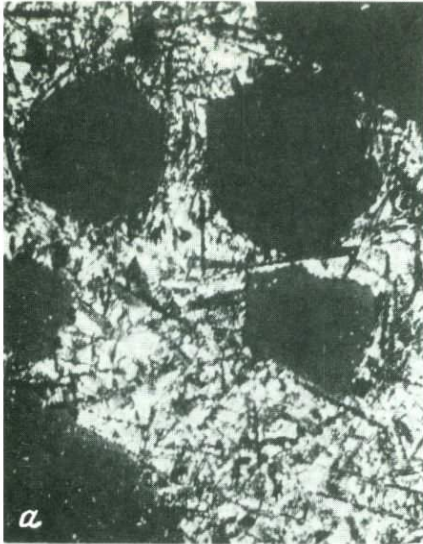
*a* — флюидально-пористая текстура, характерны изолированные поры щелевидной формы, увел. 50, без анализатора; *b* — равномернопористая текстура стекла, увел. 150, без анализатора; *в* — каплевидные включения стекла в центральной зоне плагиоклаза (лабрадор-битовнит), увел. 60, без анализатора; *г* — гетерогенная пемза, ксенолит долерита в андезитовой полосе, увел. 50, с анализатором



Новообразованные пироксены в ксенолитах кварцевого диорита, Гегамское нагорье, АрмССР

*a* — кристаллы ромбического пироксена, образовавшегося в результате инконгруэнтного плавления плагиоклаза и биотита, обр. 1-ЮК-12, увел. 200; *б* — моноклинный пироксен в поре на контакте зерен плагиоклаза и биотита, обр. 1-ЮК-7, увел. 70; *в* — то же, обр. 1-ЮК-4, увел. 190; *г* — округлая пора со стеклом и кристаллами моноклинного пироксена в первичном плагиоклазе, обр. 1-ЮК-6, увел. 40





**Ксенолиты второго типа, Гегамское нагорье, АрмССР**

*a* — сферические поры в основной массе ксенолита, обр. 24К-18, увел. 40, без анализатора; *б* — плагиоклаз-амфибол-биотитовый агрегат, образовавшийся в результате перекристаллизации ксенолита I типа, заполняет пространство между порами, обр. 24К-18, увел. 140, без анализатора; *в* — сферические поры, заполненные вспененным стеклом, обр. 24К-21, увел. 70, с анализатором; *г* — пузыристая текстура стекла в порах ксенолита второго типа, обр. 2-ЮК-1, увел. 180, с анализатором

встречаются и в пемзах, залегающих ниже пемзо-шлаковых образований, которые образуют главную часть разреза пемзовой толщи. Наличие генетической связи между пемзами и пемзо-шлаками сомнения у авторов не вызывает. В данной работе нами рассматриваются два возможных способа образования полосатых пемз или пемзо-шлаковых образований.

1. Полосчатые пемзы могут являться продуктами селективного плавления мантийных пород, возможно базальтов. В процессе плавления при наиболее низких температурах должны образовываться составы, соответствующие дациту или риолито-дациту. Эти кислые расплавы могут накапливаться в верхней части формирующегося вулканического очага. При дальнейшем подъеме температуры в процессе плавления должны вовлекаться более крупные объемы мантийного субстрата, соответствующие по составу андезиту. Андезитовый расплав с большим количеством не расплавившихся включений мог подниматься вверх и входить в соприкосновение с верхней зоной дацита. При этом может произойти проникновение андезитового расплава в слабoplastичный расплав верхней зоны. При этом на границе зон кислого и андезитового расплавов могла возникнуть зона смещения магм. Под влиянием тепла андезитовой магмы вязкость кислого расплава могла существенно понизиться, и при перемещении магматической колонны вверх имело место совместное течение магмы полосчатого строения. В качестве конечного продукта селективного плавления или рестита можно рассматривать включения ультраосновного состава, которые обычно ассоциируют с пемзо-шлаковыми образованиями. Во время эксплозивной деятельности в первую ее фазу происходил выброс дацитовых и риодацитовых пемз, во вторую фазу происходило извержение пемзо-шлакового материала и в третью фазу мог произойти выброс обломков рестита, представленных оливин-пироксеновыми и анортит-оливин-пироксеновыми образованиями.

2. Во втором случае мы также рассматриваем зону пемзо-шлаковых образований как промежуточную между зонами, состоящими из кислого и андезитового расплавов. Однако механизм образования дацитовой и риодацитовой зон несколько иной. Формирование кислой зоны в верхней части вулканического очага могло произойти под влиянием перепада температуры и давления. В периферическую более низкотемпературную зону вулканического очага мигрируют летучие, которые концентрируют и переносят такие подвижные компоненты, как щелочи и кремнезем. В результате этого процесса в верхней части вулканического очага могла возникнуть зона более кислого расплава, чем в средней и нижней зонах. Этот процесс дифференциации магматического материала мог быть усилен кристаллизационной дифференциацией, в результате которой выпадали из расплава и осаждались такие минералы, как оливин, пироксен, рудный минерал и др. Естественно предположить, что вязкость магмы в зонах различного состава была различной. Менее вязкие андезитовые расплавы имели большую скорость движения, чем вязкие риодацитовые расплавы, и поэтому могли проникать в зону кислых расплавов. Таким образом, на границе кислого и андезитового расплава возникала зо-



на смешанного состава. В самой нижней части магматического очага могли накапливаться агрегаты, состоящие из пироксена, оливина и анортита. В процессе эксплозивной деятельности происходил последовательный выброс материала перечисленных зон: риодацитовых пемз, пемзо-шлаков, андезитового шлака и оливин-пироксеновых образований.

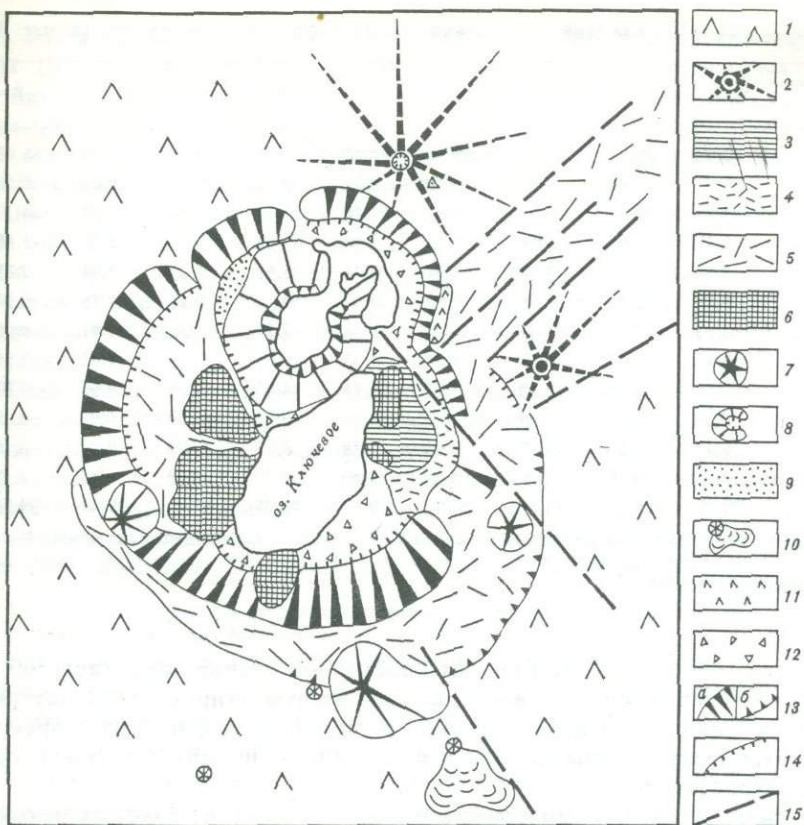
## ПЕМЗЫ ВУЛКАНА КСУДАЧ

### Геологическое строение

Вулкан Ксудач расположен в южной части Восточного вулканического пояса Южной Камчатки на равнинном пространстве между вулканами Желтовский и Ходутка, примерно в 70 км к северу от Курильского озера. Голоценовый эксплозивный вулканизм, столь интенсивно проявившийся в районе Курильского озера, привел к образованию значительных объемов кислой пироклаستيку и на вулкане Ксудач. С кальдерой Ксудач связаны неоднократные извержения андезитодацитовых пемз, последнее из которых произошло в 1907 г. Кроме обычной пемзы, в этом районе широко распространены полосчатые пемзы смешанного состава и бомбы и лапилли, представленные оливиновыми анортозитами и оливин-анортит-пироксеновыми образованиями.

Вулкан впервые кратко был описан С.А. Конради (1909 г.) и Н.Г. Кель (1925 г.). Морфология вулкана и его геологическое строение кратко, но достаточно четко освещены Б.И. Пийпом после посещения Ксудача в 1937 г. Дополнительные сведения по петрологии и химизму лав приводятся В.С. Шеймовичем [52]. Описание современной гидротермальной деятельности вулкана дано Ю.М. Дубиком и Н.А. Меняйловым [18].

Ксудач представляет собой своеобразный тип кальдера—вулкан. Это — сложная геологическая постройка, которая развивалась на протяжении длительного времени, что нашло отражение в морфологии. Фундамент этого пологого стратовулкана сложен преимущественно туфогенными отложениями верхнеогенового возраста, на которых залегает монотонная толща древнечетвертичных лав оливиновых базальтов. Базальты перекрыты средне-верхнечетвертичными образованиями преимущественно эффузивного состава, слагающими склоны вулкана и обнажающимися в обрывах кальдеры. Кальдера имеет форму почти правильного овала диаметром примерно 8 км. В ее центральной части располагается вытянутое в северо-восточном направлении оз. Ключевое. Стенки кальдеры почти отвесны, высота их от 100 м в западной части до 450 м на юге и юго-востоке. Севернее оз. Ключевого несколько эксцентрично кальдере возвышается косо усеченный шлаковый конус с активным кратером. Последний представляет правильную, почти цилиндрическую воронку диаметром около 1,5 км, открытую на север. Стенки конуса отвесны, высота их до 200 м. Кратер заполнен озером Штюбеля, когда-то горячим. Воды озера, вытекая из кратера, дают начало р. Теплой, южному притоку р. Хо-



Фиг. 15. Геологическая схема кальдеры Ксудач

1 — базальт и андезит вулкана Ксудач ( $Q_{2-3}$ ); 2 — базальт докальдерных вулканов на склонах вулкана Ксудач; 3 — озернопирокластические отложения в пределах кальдеры ( $Q_{3-4}$ ); 4 — пемзы северной кальдеры; 5 — переотложенные пемзы; 6 — дацит (экструзивный); 7 — небольшие стратовулканы внутри кальдеры; 8 — конус вулкана Штюбеля (голоцен); 9 — пемзовые отложения вулкана Штюбеля; 10 — шлаковые конусы и лавовые потоки; 11 — базальтовые дайки; 12 — современные пролювиальные отложения; 13 — уступы кальдер: а — выраженные в рельефе, б — разрушенные или погребенные; 14 — сбросы; 15 — тектонические нарушения, характер которых не выяснен

дутки. Долина р. Теплой глубоко прорезает северную стенку кальдеры и ее склон. Дно кальдеры сложено рыхлым пирокластическим материалом. На берегах оз. Ключевого, окружая его полукольцом, возвышаются экструзии андезито-дацитов (фиг. 15).

Вулкан сложен породами разного возраста. Докальдерная вулканическая постройка с расположенными на ее склонах побочными конусами датируется средне-верхнечетвертичным временем. На южном склоне расположен конус горы Каменистая. Разрез толщи в стенках кальдеры представляет собой переслаивание двупироксеновых андезитобазальтов, оливиновых базальтов и их туфов. Последние занимают явно подчиненное положение. Вулкан подвергся ледниковой обработке. Очевидно, вулкан возник в доледниковый или ледниковый период, который на Камчатке датируется концом верхней эпохи четвертичного



Таблица 13. Средний химический состав пород вулкана Ксудач (в мас. %)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52,57	56,59	49,02	66,06	63,83	60,85	60,84	63,79	68,05
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,91	0,95	0,73	0,79	0,86	0,66	0,65	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,77	17,59	20,22	15,37	15,75	15,88	15,82	14,83	14,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	2,85	4,11	3,96	2,36	2,59	3,16	3,35	1,68
FeO	7,30	5,99	7,18	2,81	4,44	5,61	5,07	3,44	2,85
MnO	0,19	0,19	0,18	0,17	0,19	0,16	0,18	0,18	0,14
MgO	4,73	2,63	3,84	1,23	1,48	2,27	2,56	1,91	0,90
CaO	9,15	7,64	11,19	4,00	4,33	6,01	6,18	4,23	2,96
Na <sub>2</sub> O	3,05	4,25	2,55	5,12	5,12	4,13	4,05	4,53	4,82
K <sub>2</sub> O	0,39	0,62	0,19	0,88	0,84	0,95	0,74	0,97	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,24	0,17	0,16	0,28	0,17	0,09	0,12	0,10
П.п.п.	0,5	0,5	0,5	0,15	0,50	0,50	0,58	1,47	2,18
Сумма	99,99	99,50	99,50	100,99	99,91	99,98	99,93	99,47	99,50

Примечание. Анализы выполнены на квантометре. 1,2 — юго-восточный борт кальдеры; 3 — северный борт Северной кальдеры; 4—6 — экструзия на берегах оз. Ключевого; 7—9 — пемзы трех групп кальдеры Ксудач.

времени. Мощность разреза юго-восточной стенки достигает 500 м. Верхняя часть толщи сложена рыхлым несцементированным материалом, состоящим из вулканических бомб, лапиллей и пемз современных эксплозий. Толща прорвана вертикальными дайками базальтов и андезитобазальтов.

В табл. 13 даны химические анализы образцов из лавовых потоков толщи. Западные склоны кальдеры сложены серыми афировыми андезитами часто с неясно выраженной флюидалностью и тонкоплитчатой отдельностью. Для андезита характерны мелкие вкрапленники лабрадора An<sub>55-65</sub>, клинопироксена, гиперстена и магнетита, погруженные в пилотакситовую или гиалопилитовую основную массу. В основной массе нередко наблюдаются тримит и кристобалит.

Посткальдерные образования представлены экструзивными куполами (или экструзиями) андезитов и андезито-дацитов; купола расположены на западном, южном и восточном берегах оз. Ключевого и на 300—400 м возвышаются над уровнем озера. Самая крупная из них — западная экструзия — образует скалистый гребень, стеною оборванный к конусу Штюбеля. На этом гребне и во многих местах его скалистой стены выходят слабо парящие fumaroles. Экструзии восточного берега прорывают переотложенную пирокластическую толщу. На контакте с андезитами купола пирокластические отложения сцементированы, обожжены и приварены к поверхности экструзивных лав. Для лав характерна брусчатая отдельность, тонкоплитчатая в центральных частях куполов. Лавы представлены двупироксеновыми андезитами, относительно обогащенными порфиоровыми вкрапленниками — плагиоклазом, авгитом и гиперстеном. Причем, как и в эффузивных андезитах, гиперстен иногда преобладает над клинопироксеном. Основ-

ная масса сложена микролитами плагиоклаза, пироксена, бурым стеклом ( $N < 1,54$ ), кристобалитом и магнетитом. В некоторых образцах пород встречаются мелкозернистые гомогенные включения. Они представляют тот же тип двупироксеновых андезитов, но основная масса нередко или пропитана микропойкилитовым кварцем или значительно обогащена кристобалитом.

Образцы из зальбандов этих экструзивных тел представляют черные афировые стекловатые породы с характерным раковистым изломом. Под микроскопом видна только одна основная масса с гиалопилитовой или пилотакситовой структурой. Микровкрапленники представлены лейстами плагиоклаза — по размерам мало отличающимися от микролитов.

Современная деятельность вулкана связана с внутрикальдерным конусом Штюбеля. Он представляет пологую цитовидную возвышенность диаметром около 2 км. Склоны возвышенности усеяны эксплозивными обломками. В стенках кратера отмечается слоистый разрез преимущественно пирокластических отложений, представленных крупнообломочным материалом, среди которого встречаются пористые пемзоподобные андезиты. В разрезе наблюдаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Несцементированный бурый лапиллиевый материал .....	10—13
2. Поток порфировых базальтов .....	1—8
3. Переслаивание разнообломочной пирокластики; обломки оливин-анортитовых включений .....	2—4
4. Крупнообломочный материал: обломки буро-черной пемзы и эффузивного материала размером 10—20 см .....	2—6
5. Пачка слабосцементированных пирокластических отложений, слоистая; мощность слоев до 2 м .....	20—30

В южной стенке кратера — небольшой неск двупироксеновых андезитов, от которого отходит несколько маломощных потоков.

Последний раз вулкан Штюбель извергался в марте 1907 г. В результате взрыва вся местность к северу и северо-востоку от кальдеры до вулкана Ходутки была покрыта тонким слоем эксплозивного материала. Ювенильный материал, андезито-дацитовые пемзы, отложился маломощным чехлом на площади около 300 км<sup>2</sup>. Покрывающая отложения более древних эксплозий, пепел и пыль разнеслись на 1 тыс. км от центра. Объем выброшенного резургентного материала составлял 1—0,5 км<sup>3</sup>. Среди эксплозивных обломков современных извержений много обломков относительно древних андезитов и базальтов, реже встречаются обломки диоритов и зеленокаменных пород. По мнению В.С. Шеймовича, этот факт, возможно, указывает на большую глубину залегания миоценового фундамента.

Среди пирокластического материала современных извержений Ксудаца, представленных преимущественно пемзовыми лапиллями и бомбами, на дне кальдеры в заметном количестве присутствуют оливин-анортитовые включения. Это — крупнозернистые образования, достигающие 0,3—0,5 м и даже 1,0—1,5 м в диаметре и состоящие в основном из анортита, оливина, клинопироксена и вулканического стекла.

Современная деятельность вулкана Ксудац проявлена крайне слабо. В кратере Штюбеля отсутствуют действующие фумаролы, а также све-



жие лавы и вулканические бомбы. Наблюдается лишь слабое парение, приуроченное к небольшой фумарольной площадке на западном берегу оз. Ключевого.

Дно кальдеры и ее внутренние склоны перекрывает рыхлая вулканическая толща преимущественно пемзового состава. Видимая мощность образований толщи иногда достигает 50—60 м. В западной части кальдеры современные водотоки прорезают в толще узкие глубокие каньоны. В отложениях отчетливо видна ритмическая слоистость. В нижней части отдельного ритма слой состоит из разнокусовой пемзы размером 10—20 см, погруженной в массу из орешковой пемзы и глинистого материала. Мощность слоя 1—3 м. Верхняя часть ритма сложена орешковой пемзой; мощность слоев до 1 м, количество их в ритме достигает десяти. В верхней части обнажения залегает разнокусовая плотная пемза розового цвета мощностью до 1—2 м. В строении этой толщи участвуют озерно-кратерные отложения, а также отложения временных потоков.

Строение пирокластической толщи к востоку от оз. Ключевого значительно отличается от западной части кальдеры. Разрез представлен (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Тонкослоистый вулканический пепел; мощность отдельных слоев в нижней части составляет 2—2,5 см, в верхней — 2—5 см .....	40—45
2. Грубообломочный туф с крупными обломками андезита .....	6—8
3. Черный сваренный туф базальтовый .....	4—5
4. Крупнообломочный туф желтого цвета .....	15—20
5. Пемза плотная, разборная .....	15—20
6. Черный сваренный туф, аналогичный (3) .....	10
7. Разнокусовая пемза розово-бурая .....	10
8. Общая мощность .....	100—120

В северо-восточной части кальдеры в бортах ручья, впадающего в оз. Штюбеля, наблюдаются слоистые отложения белых пористых пемз. Крупные обломки пемз размером 20—30 см, иногда до 50 см, образуют прослои в мелкообломочной пемзе. В прослоях крупнообломочной пемзы присутствуют слабоокатанные обломки андезитобазальтовых лав. Вверх по ручью мощность прослоев орешковой пемзы увеличивается с 10—15 см до 5 м, прослои крупнообломочной пемзы составляют 20 см. Общая мощность отложений пемзы составляет 25—30 м.

За пределами кальдеры в северо-восточном направлении пемзы протягиваются на расстояние около 5 км. При этом количество обломков значительно сокращается. Как дно кальдеры Ксудаца, так и его внутренние и внешние склоны засыпаны рыхлыми отложениями мелкообломочных пемз и шлаков последних взрывчатых извержений, нивелирующих неровности рельефа.

К кальдере приурочена интенсивная аномалия силы тяжести, расположенная эксцентрично у восточного борта кальдеры. Локальным высокоградиентным максимумом фиксируется цепочка экструзий восточного берега оз. Ключевого. Обширная экструзия на западном берегу озера не выделяется в аномальном гравитационном поле. Отмечалось, что посткальдерные экструзии Ксудаца состоят из андезитодацитов. Разницу в гравитационной характеристике западного и вос-

точного частей кальдеры можно, вероятно, объяснить нескрытыми магматическими образованиями в восточной ее части [20].

Основная аномалия имеет пологие градиенты. Оценка глубины залегания центра тяжести аномалиеобразующего объекта дает основание предположить, что гравитационная аномалия создается интрузивным телом основного состава, залегающим на глубине 3—4 км.

Аномальное магнитное поле над кальдерой вулкана Ксудач неоднородно. Экстремальные значения связаны с конусом Штюбеля. Северо-западная часть кальдеры характеризуется отрицательными значениями магнитного поля. Отрицательное поле распространяется к северу за пределы кальдеры и, видимо, связано с пирокластическими отложениями, центром извержения которых, по-видимому, был конус Штюбеля. Остальная часть кальдеры занята положительной магнитной аномалией сложной конфигурации. Максимальные значения аномалии расположены над юго-восточным краем кальдеры. Эта аномалия внутри кальдеры раздваивается, так что ее языки располагаются над экструзиями восточного и западного берегов оз. Ключевого.

Максимум магнитного поля, выходящий за пределы кальдеры, в значительной мере совпадает с положительной гравитационной аномалией. Определение глубины залегания центра трехмерного аномалиеобразующего тела по магнитным данным дает величину около 1,5 км. Разница в глубинах залегания, определенных из гравиметрических и магнитных данных, объясняется наложением вторичных факторов, по-разному проявляющихся в гравитационном и магнитном полях [20].

Кальдера вулкан Ксудач — сложная геологическая постройка, которая развивалась на протяжении длительного времени. Так, можно выделить три кальдеры, отражающие различные этапы формирования структуры. Ксудач возник на алнейских образованиях, и в древнечетвертичное время формировался как очень пологий щитовой вулкан, изливший лавы базальтов и андезитобазальтов. В дальнейшем ( $Q_{2-3}$ ) на щитовом вулкане возник стратовулкан, конус которого, сложенный переслаиванием лав, туфов и туфобрекчий, имел при весьма значительном диаметре основания, видимо, и значительную высоту. Это обстоятельство могло привести к гравитационному проседанию в опустошенный очаг и образованию первой — внешней кальдеры, сохранившейся в юго-восточной части постройки. Обрушившиеся массы заполнили очаг и выдавили остатки базальтовой магмы и спровоцировали возникновение на склонах вулкана по периферии очага вулканов-паразитов (гора Каменная и др.). В период климатического похолодания кальдера заполняется ледником. В среднечетвертичное время происходят многократные катастрофические извержения взрывного характера, приведшие к образованию огромной впадины с кратером на месте оз. Ключевого. Значительны по масштабам и выбросы кислой пирокластики — игнимбритов и пемз риодацитового состава. Вокруг кратера оз. Ключевого возникают экструзии дацитов. В голоценовое время происходит образование Северной кальдеры, стенки которой срезают склоны горы Каменной и экструзии Парящий Гребень. Выброшенная пирокластика покрывает склоны вулкана и, размываясь, заполняет южную кальдеру. Примерно 2 тыс. лет назад на



дне кальдеры образовался крупный шлаковый конус Штюбеля с действующим кратером. Синхронно с ним к северу от вулкана Ксудац сгруппировались по линейным направлениям многочисленные шлаковые конусы. С конусом Штюбеля связаны извержения пепла, пемз андезито-дацитового состава и полосчатых гетерогенных пемз.

Характернейшая особенность вулкана — наличие низкокальциевых базальтов типа так называемых толеитов. Базальты этого типа характеризуются низким содержанием  $K_2O$  (0,2—0,6%) и повышенным содержанием  $CaO$ . Кислые породы наследуют низкую калиеность базальтов. Обе породы являются закономерным итогом разделения исходного протобазальтового субстрата. Разделение происходит в магматическом очаге, существование которого под вулканом подтверждается геофизическими данными. В итоге разделения возникает контрастная серия пород базальт—дацит. Оливин-анортитовые включения являются побочным продуктом разделения и встречаются как в базальтах, так и в дацитовых пемзах.

### Петрография

*Пемзы.* По петрологическим и химическим особенностям среди пемз Ксудаца выделяются три разновидности. К первой разновидности мы относим риолито-дацитовые пемзы кальдерообразующей фазы. Они залегают на тонкослоистых рыхлых туфах и игнимбригах в самой кальдере и образуют потоки к северу и северо-востоку, за пределами кальдеры.

Макроскопически — это белая, светло-желтая или светло-серая довольно плотная порода с типично пемзовой волокнистой или спутанно-волокнистой текстурой (табл. VI, а, б).

В шлифах стекло желтоватое или бесцветное прозрачное. Часто содержит мелкие неравномерно распределенные в стекле газовые включения и микролиты клинопироксенов. Стекло часто загрязнено тонкодисперсным рудным минералом. Показатель преломления варьирует от 1,502 до 1,510. Текстура стекла волокнистая, спутанно-волокнистая, неоднороднопористая. Размеры пор составляют 0,2—0,5 мм, реже 1,5—2 мм. Стенки между порами — 0,05—0,3 мм. Объединяясь, мелкие поры формируют крупные полости до 20 мм, в которых часто присутствуют вкрапленники плагиоклазов, пироксенов и их сростков. Вкрапленники составляют 2—5% породы, причем преобладает плагиоклаз. Он представлен удлиненными короткопризматическими зернами или их обломками. Размеры зерен варьируют от 0,1—0,3 до 0,7 мм. Все крупные зерна раздроблены, характерно пятнистое погасание. Для них также характерны включения бурого стекла. Развиты двойники как простые, так и полисинтетические. Состав плагиоклаза — андезин  $An_{30-35}$  и  $An_{40-50}$ . Темноцветные минералы представлены авгитом, диопсидом и гиперстеном.

Авгит образует короткостолбчатые кристаллы размером от 0,5 до 0,2—0,3 мм. В шлифах имеет буроватую окраску; образует двойники как по (100), так и по (001);  $c:N_g = 48^\circ$ . Встречаются вроски ромбического пироксена.

Кристаллы диопсида удлиненно-призматические или восьмигранные в поперечном срезе. Имеют зеленоватую, иногда довольно густую окраску. Образуют двойники по (001).

Гиперстен образует зеленоватые удлиненные зерна. Встречаются сростки с моноклинным пироксеном. Плеохроирует в зелено-бурых тонах: по *Ng* — зеленая окраска, по *Nm* — бурая и по *Np* — светло-бурая. Пироксены почти всегда образуют сростки с рудным минералом — магнетитом. В большинстве случаев содержание магнетита небольшое, но встречаются отдельные образцы, где он образует крупные выделения неправильной формы.

Для риолит-дацитовых пемз характерно присутствие включений эффузивных пород, роговиков, анортитсодержащих включений и ассоциирующих с ними отдельных ксенокристаллов. Ксенокристаллы представлены крупными зернами оливина, плагиоклаза и клинопироксена и их сростками. Размеры зерен колеблются от 1—2 до 6—10 мм. Состав плагиоклаза  $An_{90-99}$ . Форма кристаллов анортита таблитчатая, идиоморфная, иногда округлая. Обычно двойникование. В крупных зернах встречаются мелкие вроски пироксена, ориентированные в основном вдоль параллельных плоскостей. Зерна оливина во включениях обычно образуют округлые выделения медово-желтого цвета. Для них характерны простые двойники, угасание обычно мозаичное. Состав оливинов, определенный по дебаеграмме, отвечает хризолиту  $2(Mg_{0,64}Fe_{0,36})O \cdot SiO_2$ . Выделения клинопироксена зеленовато-черные, в шлифах слабо окрашены в зеленовато-бурый цвет. В сростках обычно крупное зерно цементирует более мелкие кристаллы анортита и оливина. Клинопироксен характеризуется следующими оптическими свойствами:  $c:Ng = 40^\circ$ ,  $+2V60^\circ$  по рентгеновским определениям — пижонит. Многие фенокристаллы и их сростки окружены черной корочкой шириной до 0,1—0,2 мм. Она состоит из мелкозернистого базальта или из ортопироксена и магнетита, а иногда только из рудного минерала. Включения эффузивных пород представлены мелкозернистыми базальтами, андезитобазальтами, риолитами. Они имеют округлую форму и небольшие размеры (1—2 мм). Состоят из мелких лейсточек плагиоклаза состава от  $An_{75-78}$  до  $An_{50-60}$ , иголочек пироксенов, рудного минерала и стекла.

Пемзы второй разновидности встречаются в основном в отложениях восточной и юго-восточной части кальдеры. Они слагают обнажения по ручью, впадающему в оз. Штюбеля, а также залегают в верхних слоях обнажений на дацит-риолитовых пемзах. Пемзы этого типа имеют светло-серую или желтую окраску и повышенное содержание вкрапленников и оливин-анортитовых включений. Текстура пемзы пористая, причем в одном куске присутствуют разнопористые участки различных размеров — от менее 0,5 до 7—10 мм. В шлифах стекло желтоватое с большим количеством газовой-жидких включений, переполнено мельчайшими включениями рудного минерала. Вокруг вкрапленников и включений образуются каемки светлого прозрачного стекла. Вкрапленники составляют 10—20%. Представлены плагиоклазами, пироксенами и рудным минералом. Как и в риодацитовых пемзах, среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. Он образует вытянутые



таблитчатой формы кристаллы состава  $An_{28-32}$  с характерными двойниками, размером от 0,2 до 1 мм. Встречены и оплавленные с краев, неправильной формы, часто зональные зерна состава  $An_{40-45}$ . Плагноклазы часто образуют сростки с пироксенами и рудным.

Темноцветные минералы близки к темноцветным минералам в риодацитовых пемзах. Наиболее часто встречаются авгит, диопсид, гиперстен. В пемзах довольно много оливин-анортитовых включений и отдельных кристаллов из них, в частности оливина.

Пемзы третьей разновидности покрывают все склоны Ксудаца и дно кальдеры. Пемза последних извержений разнокусовая. Она представлена орешком (2—3 см) и более крупными кусками (до 10—15 см) розового, красно-серого и бурого, почти черного цвета. Эта же пемза встречается и в рыхлом материале конуса Штюбеля, и в отложениях маломощного чехла к северу от конуса Штюбеля. Пемза разнопористая: размеры пор колеблются от 2 до 5 мм, а отдельные полости достигают 1,5—2 см. Стенки между порами большей частью толстые. В шлифе стекло имеет желтую или бурую окраску. Красно-бурый цвет стекла обусловлен тонкодисперсной примесью рудного минерала — гематита и магнетита. Показатель преломления стекла  $1,525 \pm 0,003$ . Среди микролитов чаще всего отмечаются лейсты плагноклаза, иголки гиперстена, призматические кристаллы клинопироксена. Вкрапленники составляют 10—40% от объема породы, иногда их количество достигает 50%. Наиболее распространен плагноклаз, представленный двумя различными генерациями. Зерна одной генерации представлены кристаллами с четкими кристаллографическими очертаниями, либо обломками крупных зерен с отдельными хорошо сохранившимися гранями, как правило, без следов коррозии и оплавления. Размеры колеблются от 0,2—0,4 до 0,8—1,0 мм. Зерна имеют длиннотаблитчатую форму и состав 40—56%  $An$ . Для второй генерации плагноклазов обычны оплавленные зерна, содержащие обильные включения стекла. Они достигают 1,5—2 мм, среди них обычны также корродированные обломки крупных кристаллов. Иногда такие плагноклазы окружены узкой каемкой бурого стекла и рудного минерала. Состав плагноклаза  $An_{63-78}$ . Внешние зоны зерен не содержат включений стекла и имеют более кислый состав  $An_{45}$ . Клинопироксены представлены крупными зернами до 1,5—2,0 мм буровато-зеленых авгитов и бесцветных диопсидов. Гиперстен образует удлинённые кристаллы размером 0,2—0,5 мм, часто в сростках с плагноклазом. Рудный минерал развит как в виде мельчайших включений в стеклах, так и отдельных зерен кубической и неправильной формы. Для андезитовых пемз весьма характерны многочисленные оливин-анортитовые включения и их отдельные кристаллы.

По содержанию кремнезема пемзы первой разновидности относятся к риодациту, а третьей — к андезиту. Промежуточные по составу пемзы второй разновидности можно отнести к андезито-дацитам (табл. 14). Эта группа пемз наименее распространена на Ксудаце. Все пемзы относятся к низкокалиевым разновидностям с отношением  $K_2O/Na_2O = 0,16-0,29$ .

При сравнении анализов пемз и пород экструзий dna кальдеры

видно, что только пемзы андезито-дацита близки породам западной экструзии. В пределах каждой группы пемз содержание главных компонентов выдержано довольно хорошо. Особенно это характерно для риодацитовых пемз. Исключение составляет соотношение трех- и двухвалентного железа. Оно меняется от 0,37 до 1,19 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ). По-видимому, это связано с быстрой сменой температурного режима и содержанием летучих в момент образования пемз. В дацитовых и особенно андезито-дацитовых пемзах содержание таких компонентов, как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  заметно варьирует. Очевидно, это обусловлено или присутствием в пемзах большого количества анортит-оливиновых включений, или изменением в них соотношения темных и светлых разностей, минералогический и химический состав которых существенно различаются. При этом наиболее темноокрашенные разности соответствуют андезито-дациту, а наиболее светлые — риолито-дацитам (см. табл. 14).

На Ксудаче полосчатые пемзы связаны с взрывными извержениями кратера Штюбеля и слагают лишь небольшую верхнюю часть пемзовых отложений.

В полосчатых пемзах ширина отдельных полос меняется от долей миллиметра до 15—20 мм и более. Темные и светлые полосы невыдержаны по длине и часто образуют весьма сложные рисунки. Иногда полосы одного из ингредиентов разрываются и образуют отдельные линзы в массе стекла другого состава. Пемзы заметно различаются по пористости: светлые стекла имеют мелкие вытянутые (уплощенные) поры, темные — округлые и неправильной формы поры размером от менее 0,1 до 0,2 мм. Стекла более основных пород буроватые, часто с примесью мелкодисперсного рудного минерала и микролитов. Стекла более кислых разностей — светло-желтые или бесцветные с большим содержанием мелких пор. Кислые стекла более гомогенны, равномерно окрашены, практически нераскристаллизованы. Показатель преломления кислых стекол 1,510, основных — 1,530. Границы полос разного состава резкие, что наблюдается даже при наличии тонкой полосчатости. Вкрапленники на границе полос нигде не срезаются, стекло обычно их обтекает. Вкрапленники представлены плагиоклазом трех разновидностей, ромбическим и моноклинным пироксенами и рудным минералом (табл. VI, в, г).

Количество вкрапленников в породе колеблется от 15—20% в светлых полосах до 40—50% в темных. Плагиоклаз первой разновидности наиболее характерен для пемз темных полос. Он представлен зернами таблитчатой или удлиненной формы размером от 0,2 до 2,5 мм, но преобладают зерна 0,8—1,5 мм. Плагиоклаз содержит многочисленные включения бурого стекла, до 60—70% объема зерна. Закономерное распределение пор, заполненных стеклом, их довольно крупные размеры позволяют говорить о скелетном росте кристаллов. Зерна образуют простые двойники, в отдельных случаях обрастают зонами более кислого состава, не содержащими включения стекла. Состав плагиоклаза лабрадор  $\text{An}_{55-65}$ . Плагиоклаз образует сростки с пироксенами и рудным минералом. Плагиоклаз скелетного роста встречается в пемзах светлых полос, но здесь он обычно окружен каймой



Таблица 14. Химический состав трех разновидностей пемз вулкана Ксудач (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	68,45	66,69	70,31	67,01	68,03	63,04
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,49	0,54	0,84	0,47	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,49	14,10	13,21	15,05	13,71	15,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	1,43	1,81	1,16	1,99	2,50
FeO	3,89	3,83	1,52	3,13	2,24	3,77
MnO	0,15	0,14	0,14	0,16	0,14	0,17
MgO	0,62	0,93	0,64	2,20	0,78	2,19
CaO	2,89	3,03	2,34	4,31	2,87	5,00
Na <sub>2</sub> O	4,25	4,87	4,89	4,42	5,25	4,62
K <sub>2</sub> O	1,18	1,14	1,43	0,94	1,12	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,16	0,12	0,26	0,05	0,14
П.п.п.	1,07	2,59	2,46	0,54	2,84	0,89
Сумма	99,50	99,40	99,41	100,02	99,49	99,49

Примечание. Анализы выполнены на квантотоме. 1—5 — риодацитовые пемзы, 6—9 — андези-то-дацитовые пемзы, 10—13 — андезитовые пемзы.

бурого или девитрифицированного стекла шириной до 0,1 мм. Большая часть плагиоклаза светлых полос представлена удлиненными зернами с оплавленными краями; размеры колеблются от 0,4—0,6 до 1,5 мм. Для плагиоклаза характерны зональность, простые двойники и включения рудного минерала и пироксенов и сростков пироксенов и рудного минерала; состав An<sub>50—65</sub>. Изредка встречаются плагиоклазы, у которых подплавленной центральной часть зерна обрастает зоной более основного состава с признаками скелетного роста. Плагиоклазы второй разновидности, находящиеся в темных полосах, часто окружены тонкой каемкой прозрачного светлого стекла. Как для светлых, так в большей степени и для темных полос характерны плагиоклазы третьей разновидности. Они имеют удлиненную форму. В них развиты полисинтетические двойники, мелкие округлые включения клинопироксена. Состав их колеблется между андезином An<sub>35—45</sub> и лабрадором An<sub>60—65</sub>.

Примечательно, что в пузыристых шлаках Штюбеля соответствующие разновидности плагиоклазов имеют более основной состав: скелетные вкрапленники — битовнит An<sub>70—75</sub>, зональные — An<sub>55—70</sub>, лейсты основной массы — An<sub>70</sub>.

Ромбический пироксен в полосчатых пемзах, представленный гиперстеном, образует зерна неправильной или таблитчатой формы размером от 0,3 до 1 мм. В зернах наблюдается неясная зональность. Характерны сростки с рудным, моноклинным пироксеном, скелетным плагиоклазом. Клинопироксен образует удлиненные и призматические зерна размером от 0,2 до 2 мм, но в основном 0,7—1,0 мм. Для него характерны полисинтетические двойники и сростки с гиперстеном. Зерна часто раздроблены, многие окружены опацитовой каймой шириной 0,05—0,1 мм. В сростках более идиоморфные зерна имеют

	7	8	9	10	11	12	13
	64,25	64,92	63,05	60,41	60,52	60,26	60,88
	0,82	0,55	0,52	0,61	0,67	0,61	0,79
	14,27	14,59	14,89	16,55	15,75	16,07	15,29
	4,64	7,42	2,91	2,52	3,21	2,95	3,80
	2,14	—	4,42	5,90	5,27	5,38	4,18
	0,20	0,17	0,16	0,19	0,18	0,17	0,17
	3,08	0,85	1,51	1,98	2,78	2,58	3,30
	4,51	3,19	4,22	6,29	6,39	6,29	6,30
	4,51	4,75	4,25	4,25	3,97	4,37	3,18
	1,01	1,08	0,92	0,72	0,67	0,74	0,78
	0,19	0,09	0,05	0,08	0,09	0,07	0,13
	0,47	1,92	2,59	0,50	0,50	0,50	0,88
	99,92	99,51	99,49	99,30	100,00	99,99	98,68

состав авгита. Часто периферические части представлены диопсидом. Темноцветные минералы в основном приурочены к темным полосам пемз.

В полосчатых пемзах присутствуют многочисленные включения. Это — обломки базальтовых пород, состоящие из крупных кристаллов оливина и плагиоклаза, погруженных в основную массу из призмочек, лейст плагиоклаза, мелких зерен рудного минерала и стекла. Встречаются мелкозернистые плагиоклаз-пироксеновые включения с долеритовой структурой; по темноцветным минералам развиваются магнетит, роговая обманка или биотит. Присутствуют обломки эффузивов — пироксеновых андезитов, гиалопилитовая основная масса которых состоит из микролитов плагиоклаза и стекла. Подобные андезиты слагают экструзивные тела дна кальдеры. В светлых полосах встречаются обычно крупнозернистые пироксен-плагиоклазовые включения с интерсертальной структурой, с различным сочетанием слагающих их минералов и стекла. Встречаются также отдельные крупные зерна оливина (иногда обрамленного каемкой из мелкозернистых клинопироксенов), пироксена и плагиоклаза; часто они окружены каемками основного стекла.

Состав различных полос в гетеротакситовых пемзах Ксудача по содержанию SiO<sub>2</sub> отличается на 7,5—8%. Риолито-дацитовые (SiO<sub>2</sub> = 68%) и андезитовые (SiO<sub>2</sub> = 60%) полосы имеют одинаковый набор вкрапленников (плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены), а также ксенокристаллы оливина, анортита и авгита. Андезитовые полосы наряду с вкрапленниками лабрадора An<sub>60—65</sub> содержат вкрапленники андезина An<sub>35—45</sub>, которые по составу соответствуют плагиоклазу риолито-дацитовых пемз. В то же время в риолито-дацитовых полосах встречаются вкрапленники An<sub>70</sub>, привнесенные из более основных

Таблица 15. Химический состав гетеротакситовых пемз вулкана Ксудач (в мас. %)

Компо- ненты					Компо- ненты				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	60,88	67,58	60,06	68,47	CaO	6,30	2,81	6,80	3,31
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,53	0,51	0,56	Na <sub>2</sub> O	3,18	4,32	4,09	5,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,22	16,29	14,14	K <sub>2</sub> O	0,78	1,23	0,89	1,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	2,02	4,71	1,69	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Нет	Нет	0,08	0,08
FeO	4,18	2,54	2,87	2,93	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,88	3,30	0,32	0,62
MnO	0,17	0,14	0,17	Не опр.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,13	0,23	0,25
MgO	3,30	0,81	3,25	0,80	Сумма	99,82	99,80	100,27	99,55

Примечание. Анализы выполнены мокрым методом; каждая пара полосчатых пемз взята из одного обнажения; анализы 3 и 4 заимствованы из [12].

пемз. Сравнение химических составов полосчатых пемз и составов основных типов пемз вулкана Ксудач (табл. 15) показывает, что эти пемзы близки. Все это подчеркивает родственность магматических расплавов, сформировавших гетеротакситовые лавы и лавы вулканических построек. Наличие одинаковых вкрапленников в полосах различного состава позволяет сделать предположение о существовании единого магматического источника. При этом более кислый компонент смеси мог образовываться за счет процессов кристаллизационной дифференциации или других процессов, ведущих к разделению вещества.

Пемза вулкана Ксудач технологически практически не изучена. Наиболее высокие технические свойства имеют пемзы ранних извержений. Плотность в куске составляет порядка 0,3—0,4 г/см<sup>3</sup>. Пористость около 55—70%. Содержание вкрапленников 2—5%. Пемзы второго этапа извержения характеризуются большой неоднородностью свойств. Плотность в куске варьирует от 0,3 до 0,65 г/см<sup>3</sup>. Прочность также изменяется в широких пределах: от 3—4 до 8—12 кг/м<sup>3</sup>. Наиболее низкую прочность имеет пемза во влажном состоянии. Содержание стекла несколько ниже, чем в пемзах первого этапа извержения, около 82—80%. Наиболее тяжелая пемза связана с последними этапами извержения. Она относится к андезиту. Содержание вкрапленников колеблется от 10 до 40%. Пемза разнокусковая. Размер обломков 1—30 см. Поры распределены неравномерно. Некоторые наиболее крупные куски пемзы во внутренней части имеют крупнопузыристое строение. Плотность пемзы 0,55—0,8 г/см<sup>3</sup>. Насыпная плотность 370—780 кг/м<sup>3</sup>. Прочность 10—14 кгс/см<sup>2</sup>.

Пемзы первого и второго этапов извержения сравнительно слабо загрязнены инородными тяжелыми частицами, обычно они составляют не более 10—12%. Андезитовые пемзы последнего этапа извержения содержат большое количество инородных примесей и, в частности, обломков анортит-оливин-пироксенового состава.



## ПЕМЗОВИДНЫЕ ПОРОДЫ ЗАКАВКАЗЬЯ

Пемзы и кислые пористые породы эксплозивного генезиса весьма широко распространены в пределах Закавказья. Как правило, они связаны с деятельностью отдельных центров, знаменующей начало вулканической активности. Выделяются самостоятельные и побочные вулканические центры. К самостоятельным относятся такие крупные вулканические массивы, как Атис, Артени, Гехасар, Спитаксар и др. Эксплозивные породы этого типа залегают в основании вулканических массивов. Объем рыхлых накоплений значителен, однако добыча их затруднена, так как сверху они обычно покрыты риолитами и перлитами, образующими главную часть массива. Для пирокластических пород этого типа характерны относительно небольшая пористость (30—50%) и сравнительно высокое содержание остаточной воды. При обжиге эти породы способны дополнительно вспучиваться. К образованиям этого типа относятся пирокластические породы месторождения Покр Артени, которые залегают в основании главной вулканической структуры массива Артени.

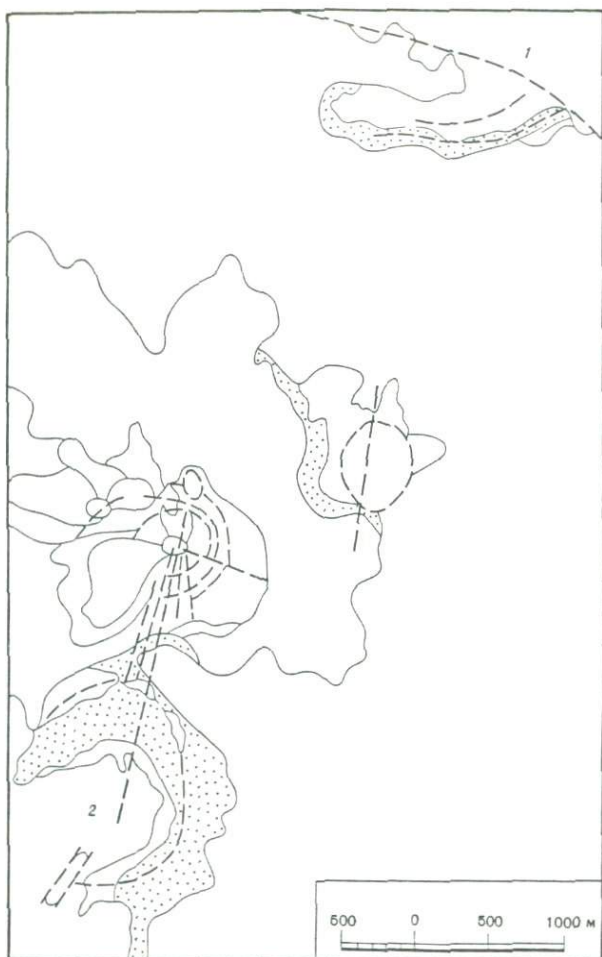
Значительно большее промышленное значение имеют отложения пористых пород и пемз, связанных с побочными прорывами. По-видимому, к этому типу относятся широко известное Анийское месторождение пемзы, месторождение Ириндское (конус Берглю) и др. К отложениям пород и пемз, связанных с побочными прорывами, можно отнести и Арегское месторождение пористых пород, расположенное в непосредственной близости от кислого вулкана Артени. Месторождения Покр Артени и Арегское изучены менее детально, чем другие месторождения Закавказья, поэтому более подробно остановимся на характеристике именно этих месторождений.<sup>1</sup>

### Месторождение Покр Артени

Отложения пирокластических пород опоясывают полукольцом вершину Покр Артени с севера, востока и юго-востока. Площадь, занимаемая этими породами, составляет свыше 700 тыс. м<sup>2</sup>. В 1963 г. это месторождение разведывалось как сырье для стекольной промышленности. Здесь были пробурены три скважины глубиной 20 м и пройдено несколько шурфов. Одна из проб была подвергнута высокотемпературному обжигу и из нее получен вспученный перлит с объемной плотностью от 0,25 до 0,43 г/см<sup>3</sup>.

Если принять во внимание гипсометрические отметки уровней подошвы и кровли этих отложений, то мощность можно оценить в 100—150 м. Среди пирокластических пород выступают в виде участков вытянутой формы пористые перлиты и перлит-обсидиановые брекчии. По нашему мнению, они образуют экструзии, приуроченные к разлому, развитому по периферии купола. Некоторые тела имеют более сложное строение: центральная часть сложена перлитом, краевые — обсидиан-перлитовой брекчией. В зоне разлома пирокластические образования

<sup>1</sup> В полевых исследованиях принимали участие сотрудники ИГЕМ АН СССР Н. Н. Сергеев и В. С. Знаменский.



Фиг. 16. Схема залегания пирокластических пород на месторождениях Арегском (1) и Покр Артени (2); точками показаны пирокластические образования

состоят из обломков, сваренных в сплошную массу, и внешне весьма напоминают перлитовую брекчию. В нижней части склона пирокластические образования не имеют слоистости. В верхней части склона наблюдается отчетливая слоистость (фиг. 16).

Для определения гранулометрического состава отложений были отобраны пробы в северной, восточной и южной частях месторождения. Гранулометрический состав этих проб приведен в табл. 16. Наиболее широко распространены обломки размером 2—50 мм, т.е. по классификации вулканический песок и лапилли. Пепел и вулканическая пыль присутствуют в меньшем количестве. В подчиненном количестве присутствуют агломератовые обломки и глыбовый материал.

Обломочный материал всех различных фракций был подвергнут термической обработке при 1100° С. Оказалось, что все образцы вспу-



Таблица 16. Гранулометрический состав вулканического массива Покр Артени (в объем. %)

Номер пробы	Фракции, мм					
	0,01—0,1	0,1—2	2—10	10—50	50—200	200
1	0,5	15	40	30,5	5	Ед
2	5	10	30	28	20	7
3	10	6	34	38	10	2

Примечание. 1—3 — пробы: 1 — седловины между Мец и Покр Артени. 2 — из расчистки на восточном склоне, 3 — с юго-восточного склона Покр Артени.

чиваются. Вулканическая пыль и песок вспучились с образованием материала с насыпной объемной плотностью от 180 до 340 кг/м<sup>3</sup>. Из обломков фракции 2—10 мм плотностью 750—900 кг/м<sup>3</sup> был получен вспученный перлит с насыпной плотностью 170—210 кг/м<sup>3</sup>, из обломков фракции 10—50 мм — плотностью 100—180 кг/м<sup>3</sup>, а из агломератового и глыбового материала был получен вспученный перлит с объемной плотностью 0,4—0,6 г/см<sup>3</sup>.

Петрографически пирокластический материал представлен следующими разновидностями перлитового сырья. Во фракции 0,01—2 мм преобладают обломки, состоящие из пористого перлита, в подчиненном количестве присутствует пемзовидный перлит. Обломки размером 2—50 мм состоят обычно из пористого перлита. В виде примеси присутствует плотный перлит. Крупные глыбы состоят тоже из пористого и пемзовидного перлита. Пемза, т.е. стекло, имеющее плотность ниже 1, в пирокластических образованиях присутствует в незначительном количестве и составляет не более 1—2 объем.%.

Запасы пирокластических отложений на этом месторождении весьма значительны. Общая площадь кольцевой зоны порядка 1 млн м<sup>2</sup>, мощность около 50 м. Таким образом, прогнозные запасы могут быть оценены в 50 млн м<sup>3</sup>.

### Арегское месторождение

Арегское месторождение находится в 1 км к северу от с. Арег, представляет собой холмистую гряду широтного простирания длиной 1500 м и шириной 400 м. Относительное превышение вершины гряды над окружающей равниной составляет 50—75 м. Склоны возвышенности пологие, как правило, не более 20°.

В структурном отношении гряда приурочена к разлому, который, по нашему мнению, на севере ограничивает вулкано-тектоническую впадину комплекса Артени. На разломе расположен вулканический центр. Параллельно главному разлому проходят оперяющие разломы, которые фиксируются дайками вулканической брекчии. Гряда состоит из кислых вулканогенных пород, среди которых выделяются эксплозивные, экструзивные и эффузивные образования. По составу лав и характеру вулканизма Арегская гряда, по-видимому, весьма близка

комплексу Артени и образовалась примерно в то же геологическое время. На севере породы гряды перекрываются дацитами вулкана Арагац и более поздними сваренными туфами.

Наиболее полный разрез Арегской вулканической гряды мы можем наблюдать в северо-восточной и западной ее частях.

В юго-восточной части гряды вулканические породы вскрыты на глубину 30 м. В основании разреза залегает слоистая пирокластическая толща мощностью до 40 м. Толща состоит из двух горизонтов пирокластических образований.

Нижний горизонт имеет мощность около 15 м. Для него характерно чередование более тонких слоев различной мощности — от 10 см до 1,0 м. В каждом отдельном слое наблюдается закономерное изменение гранулометрического состава обломков снизу вверх. В нижней части слоя преобладают обломки размером 5—20 см. Обломки представлены слабопористым перлитом, обсидианом различной степени гидратации и риолитом. В нижней части слоя содержание обломков перлита составляет 70—80%, в верхней — оно достигает 95—100%. Для гидратированного обсидиана характерно наличие скорлуповатой отдельности. Риолит представлен флюидалной желтовато-коричневой разновидностью. Залегание нижнего горизонта перлитовых туфов различно: от горизонтального до слабо наклонного (под углом 5—20°). В валовой пробе из нижнего горизонта установлен следующий гранулометрический состав: фракция 5—10 см составляет 10—15%, фракция 1—5 см — 50—60% и фракция менее 1 см — 30—40%.

Верхний горизонт залегает несогласно на пирокластических породах нижнего горизонта. Мощностью верхнего горизонта составляет около 20 м. Наличие четкого несогласия свидетельствует, что накопление верхнего горизонта произошло после значительного перерыва и, вероятно, связано с более поздней вспышкой эксплозивного вулканизма. Верхний горизонт пирокластический толщи представлен практически чистым перлитом с очень незначительной примесью обсидиана. Пирокластические образования второго горизонта наиболее широко распространены в юго-восточной части гряды.

На пирокластических породах залегают эффузивные образования, представленные массивными и брекчиевыми перлитами. На вершинах холмов обнажаются перлиты экструзивного генезиса. Экструзии образуют цепочку тел, вдоль разломов субширотного простирания.

Таким образом, в пределах Арегской вулканической гряды мы можем выделить три разновидности перлитового сырья: вулканические брекчи и брекчиевые перлиты и пирокластические образования.

Вулканические брекчи образуют крутопадающие тела. Макроскопически брекчия представлена плотной стекловатой, светло-серой с белым оттенком породой. Стекло неоднородно. Наблюдается чередование плотных, пористых и слабопористых разновидностей. В перлитовом стекле присутствуют включения серого гидратированного обсидиана. Как мы уже отмечали, брекчи образуют дайковое тело, объем которого на глубину 10 м составляет 1,5 млн м<sup>3</sup>. Стекло вулканической брекчи относится к перлитовому типу и при обжиге вспучивается.



Таблица 17. Гранулометрический состав и насыпная плотность ( $\gamma$ ) сырья из отложений пирокластической толщи

Номер слоя	Фракция, мм						$\gamma$ , г/см <sup>3</sup>
	0,01—0,1	0,1—0,2	2—10	10—50	50—200	200	
1	18	32	22	20	8	Ед.	1,2
2	14	36	40	10	—	—	1,18
3	40	50	8	2	—	—	1,4
4	10	32	36	15	3	2	1,2
5	65	25	10	—	—	—	1,48

Брекчиевые перлиты образуют потоки, ответвляющиеся от вулканических центров, расположенных на разломе. Среди перлитов выделяются плотные и слабопористые разновидности перлитового сырья. Плотные разновидности образуют центральные части экструзий и нижние зоны потоков, слабопористые — верхние части потоков. При вспучивании из перлитового сырья получают перлит с объемной плотностью 0,4—0,44 г/см<sup>3</sup>.

Основание Арегской гряды состоит из пирокластических пород. Гранулометрический состав и краткая характеристика этих отложений приводятся в табл. 17. Пробы были отобраны из различных слоев верхнего горизонта. Во всех фракциях преобладает вулканическое стекло, которое при обжиге вспучивается с образованием вспученного продукта с объемной плотностью 120—200 кг/м<sup>3</sup>. Общие прогнозные запасы пирокластических отложений составляют около 15 млн м<sup>3</sup>. Наибольший промышленный интерес представляет верхний пирокластический горизонт, материал которого почти полностью представлен перлитом. Примесь обсидиана весьма незначительна.

Пирокластические породы Арегской вулканической гряды хорошо вспучиваются при обжиге. Из этих пород может быть получен вспученный перлит различного назначения, главным образом вероятно не только для теплоизоляции, но и как заполнитель бетона. Перлиты из потока характеризуются более высокой плотностью, и получаемый из них продукт имеет соответственно и более высокую прочность. Природная пирокластическая смесь в связи с высоким содержанием в ней мелких фракций может использоваться в качестве заполнителя в естественном состоянии.

Из верхнего горизонта пирокластической толщи была отобрана проба массой 500 кг. Полузаводские испытания на перлитовой установке ПУ-10 м (НИИСМИ, г. Киев) показали, что при температуре 1000° С из рыхлых перлитовых пород Арегского месторождения может быть получен вспученный перлит с насыпной плотностью от 58 до 80 кг/м<sup>3</sup>.

### КСЕНОЛИТЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ В ПЕМЗЕ И ШЛАКЕ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МАГМ

В данной работе рассматриваются пирокластические породы различного состава. Вулканические шлаки имеют преимущественно основной состав, пемзы — кислый состав. По поводу источника основных магм в настоящее время наблюдается единство взглядов. На примере Ключевского вулкана [16, 44], как трещинного извержения в районе вулкана Толбачик [49], было показано, что зарождение базальтовых магм в пределах Камчатки происходит на глубине 50—70 км. Большинство исследователей связывают зарождение базальтовых магм с частичным плавлением перидотитов или близких к перидотитам по составу пород верхней мантии [41]. При объяснении генезиса кислых магм большинство исследователей считают, что кислые магмы образуются в результате анатектического плавления метаморфических пород глубинных зон земной коры [41, 47].

В последние годы было показано, что при рассмотрении генезиса кислых магм необходим дифференцированный подход [14, 29, 32]. В тех районах Земли, где к началу кайнозойской эпохи формировалась мощная гранитоидная кора, кислые магмы генерируются главным образом за счет анатексиса пород коры [21, 29]. Тем не менее кислые вулканические породы широко развиты в зонах островных дуг и на океанических островах, где трудно предположить наличие мощной гранитоидной коры, поэтому приходится рассматривать другие возможные пути генезиса кислой магмы: частичное плавление базальта, кристаллизационную дифференциацию и т.д.

Вместе с тем факты показывают, что обычно в маглообразовании участвует несколько механизмов. Один из механизмов является главным и при его участии образуется магна, специфические особенности которой определяют состав изверженных пород, их металлогеническую и геохимическую специализацию и т.д. Второстепенные механизмы приводят к образованию дополнительных разновидностей горных пород.

По-видимому, главным и универсальным механизмом маглообразования во всех случаях является плавление. К второстепенным мы относим кристаллизационную дифференциацию, а возможно, и влияние ассимиляции, гибридизма и смешения магм различного состава.

#### КСЕНОЛИТЫ В КИСЛЫХ ПОРОДАХ ЗАКАВКАЗЬЯ

При рассмотрении пирокластических пород некоторых центров кислого вулканизма Закавказья, в частности, пород Арегского месторождения кислых пирокластов и пород Покр Артени (см. гл. III), в лавах вулкана Артени, которые петрографически весьма близки их пирокластическим аналогам, было обнаружено большое количество ксенолитов: кварцевых диоритов, грайодиоритов и др. Аналогичные ксенолиты были найдены и в лавах Джраберского экструзива, расположенного в 80 км к восток-северо-востоку от Артени. Вулкан



Артени, Арегское месторождение и Джраберский экструзив расположены в одной вулcano-тектонической зоне и близки по возрасту. Поэтому для них для всех предлагается единая модель магмообразования.

Литература, в которой рассматриваются включения в новейших вулканитах Закавказья, довольно ограничена [4, 36].

Нами собрана коллекция ксенолитов, состоящая из около 150 образцов. Это — и ксенолиты, обнаруженные в вулканических стеклах всех изученных риолитовых вулканов, и найденные (основная часть образцов) в пределах Гутансар-Джраберского вулканического поля. Концентрация ксенолитов весьма велика, на локальных участках обнажений она составляет до 0,00п% объема породы. Ксенолиты присутствуют как в перлитовых, так и в обсидиановых стеклах. Размер включений варьирует от 1—2 до 40—50 мм. Они представлены разнообразными породами: основными эффузивами, гранитоидами, гранито-гнейсами, сланцами, своеобразными перекристаллизованными породами с шаровидными включениями кислого стекла. Для риолитов отдельных вулканических центров набор включений несколько различен. Но почти всегда среди ксенолитов преобладают включения двух основных петрографических типов. К первому типу отнесены ксенолиты, являющиеся оплавленными и резорбированными обломками изверженных пород (кварцевого диорита и гранодиорита). От прочих полнокристаллических включений их отличает высокая степень преобразования за счет воздействия окружавшего их силикатного расплава. Ко второму типу отнесены ксенолиты, своеобразные нацело перекристаллизованные породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, амфибола и рудного минерала. Рассмотрим каждый тип ксенолитов в отдельности.

*Ксенолиты 1 типа.* Включения имеют округлую, реже угловатую форму. Их обычный размер 0,5—2 см. Иногда мелкие ксенолиты являются центрами пороодообразования, находятся внутри газовых полостей в перлите, но чаще они прочно впаяны во вмещающую породу. Вокруг ксенолитов обычно имеется реакционная кайма из стекла с иным, чем у перлита, показателем преломления (1,496—1,506±0,002). Около крупных ксенолитов наблюдаются теневые структуры — следы полностью усвоенных расплавом мелких обломков.

Большинство включений этого типа представлено кварцевым диоритом, гранодиорит встречается значительно реже.

*Кварцевый диорит.* В состав породы входит (в %): плагиоклаз — 58—63, амфибол — 11—25, биотит — 8—15, кварц — 0,5, аксессуарные минералы (апатит, циркон, рудный) — 0,5—4. Структура породы гипидиоморфно-зернистая. Химический состав породы, установленный для одного из крупных включений, приведен в табл. 18.

Плагиоклаз образует призматические зерна размером 0,8—1,5 мм с хорошо выраженным полисинтетическим двойникованием. Представлен андезином —  $An_{30-33} (Ng' = 1,551-1,547 \pm 0,002)$ . Состав отвечает формуле  $(K_{0,018} Ca_{0,338} Na_{0,638}) Fe_{0,005} Al_{1,307} Si_{2,684} O_8$  (табл. 19).

Биотит присутствует в виде крупных кристаллов призматического габитуса. В шлифах темно-бурый с отчетливым плеохроизмом. Показатель преломления  $(Ng' + Nm)/2 = 1,642$ ,  $Np = 1,588 \pm 0,04$  соответствует

Таблица 18. Химический состав ксенолитов

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO <sub>2</sub>	61,50	54,80	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,73	0,97
TiO <sub>2</sub>	0,46	1,68	Li <sub>2</sub> O	0,0035	0,0027
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,80	17,00	Rb <sub>2</sub> O	0,0028	0,0056
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,91	7,81	Cs <sub>2</sub> O	0,00011	0,00014
FeO	1,16	1,20	V	0,011	0,021
MnO	0,11	0,16	Cr	0,0018	0,0014
MgO	1,54	3,67	Ni	0,001	0,0003
CaO	6,62	6,02	Co	0,0015	0,0019
Na <sub>2</sub> O	4,79	4,62	B	—	—
K <sub>2</sub> O	1,03	2,03	Sr	0,016	0,046
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,20			

Примечание. 1 — кварцевый диорит; 2 — плагиоклаз-биотит-амфиболовый ксенолит (без сферических тел кислого стекла).

Таблица 19. Химические составы минералов ксенолитов I типа

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	59,81	44,17	44,61	44,44	39,90	37,61	39,41
TiO <sub>2</sub>	—	0,91	0,97	0,95	0,22	1,92	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,72	9,35	9,67	10,11	15,57	14,84	16,60
FeO	0,12	16,16	16,21	16,34	12,19	12,66	11,45
MnO	—	0,79	0,22	0,86	0,11	0,31	0,15
MgO	—	11,49	11,16	10,81	16,97	16,14	18,49
CaO	7,04	11,67	11,71	11,44	0,02	0,08	0,17
Na <sub>2</sub> O	7,33	1,58	1,52	1,55	1,14	1,05	1,09
K <sub>2</sub> O	0,81	0,96	0,96	0,68	8,70	8,29	8,82
Сумма	99,33	97,08	97,68	97,18	94,82	92,91	96,70

Примечание. 1 — плагиоклаз, 2—4 — амфибол, 5—7 — биотит.

мероксену-лепидомелану. По соотношению Al и Si относятся к триоктаэдрическим слюдам.

Амфибол представлен зеленовато-бурыми кристаллами размером до 0,8 мм. Амфибол относится к железо-магнезиальной разновидности и характеризуется крайне низким содержанием CaO.

Кварц образует отдельные зерна неправильной формы размером 0,05—0,1 мм.

Апатит присутствует в виде зерен размером от 0,01 до 0,1 мм.

Гранодиорит. Включения гранодиорита характеризуются присутствием щелочного полевого шпата. Соотношение первичных минералов в породе составляет (в %): плагиоклаз — 25—41, биотит — 11—36, амфибол — 7—10, щелочной полевой шпат — 9—25, кварц — 16—22, акцессорные минералы — единичные зерна.

Плагиоклаз представлен андезином An<sub>15-22</sub> (Ng' = 1,548, Np' = 1,537 ± ±0,02). Щелочной полевой шпат образует призматические выделения



размером 0,5—1,5 мм. Двойникование кристаллов простое, часто отсутствует. Кварц имеет вид зерен неправильной формы диаметром 1,0—1,8 мм с характерным блоковым погасанием.

Ксенолиты всегда несут следы воздействия окружавшего их расплава. Глубина их преобразования различна и, по-видимому, не зависит от размера включений и положения их в вулканическом теле. Относительно слабоизмененные включения и те, в которых количество новообразований достигает 50—60%, встречаются рядом. Изменение ксенолитов происходит как за счет твердофазовой перекристаллизации породообразующих минералов, так и в результате их плавления с последующей кристаллизацией из расплава новых минеральных фаз.

Крупные кристаллы биотита распадаются на мелкочешуйчатые агрегаты с одновременным выделением рудного минерала. Новообразованный биотит замещает первичный плагиоклаз по границе зерен, по трещинам спайности. Плавление кристаллов биотита приводит к образованию в них линзовидных пор с расплавом, из которого выделяются амфибол, моноклинный, реже ромбический, пироксен, биотит. Последний отличается от исходного биотита повышенной железистостью и показателем преломления  $(Ng+Nm)/2=1,680$ ;  $Np' = 1,601 \pm 0,003$ .

Роговая обманка с начала преобразований испытывает интенсивную опацизацию. Темно-бурая окраска зерен сменяется зеленоватой. Как и биотит, амфибол плавится с образованием пор и выделением моноклинного пироксена из расплава.

Плагиоклаз в ксенолитах менее прозрачен, чем обычно. По-видимому он плавится избирательно, т.е. в первую очередь выплавляется более легкоплавкая фракция, обогащенная альбитовым компонентом. Избирательное плавление приводит к появлению мельчайших капелек расплава, которые и вызывают замутненность выделений плагиоклаза. При дальнейшем преобразовании эти выделения распадаются на мелкозернистые агрегаты, более основного состава ( $An_{33-35}$ ), чем исходный плагиоклаз. На стыке нескольких зерен образуются крупные поры с расплавом. Расплав содержит газовые пузырьки (табл. VII). Из расплава кристаллизуется пироксен. Особенно интенсивно он образуется в порах, расположенных на границе выделений плагиоклаза с биотитом (табл. VII).

Щелочной полевой шпат плавится с замещением его зерен агрегатом биотита и плагиоклаза.

Кварц переходит в расплав в первую очередь и поэтому сохраняется в ксенолитах довольно редко. Его выделения всегда окружает мощная кайма пористого стекла.

Плавление минералов в изученных ксенолитах может развиваться тремя путями по схеме: а) конгруэнтно, б) эвтектического и в) инконгруэнтного плавления. Наиболее простое, конгруэнтное плавление характерно для плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кварца. Эвтектические микросистемы образуются на контакте кислого плагиоклаза с кварцем. В этом случае интенсивность плавления весьма высока. Инконгруэнтное плавление с образованием новых минеральных фаз

Таблица 20. Химические составы новообразованных пироксенов в ксенолитах I типа

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	52,09	52,81	52,95	54,87	55,83
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,11	0,20	0,15	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	1,71	2,12	0,80	0,52
FeO	20,51	20,66	19,39	18,29	17,86
MnO	2,08	1,89	0,98	1,94	2,14
MgO	21,84	21,36	23,32	24,00	24,09
CaO	0,70	0,71	0,60	0,88	0,83
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,11	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,02	—	—
Сумма	99,36	99,38	99,58	100,73	101,35

Примечание. 1, 2 — пироксен на контакте биотита и плагиоклаза; 3 — пироксен внутри биотита, обр. Ю-4/4; 4, 5 — пироксены на контакте амфибола и плагиоклаза, обр. Ю-1/6а.

Таблица 21. Химические составы стекол из ксенолитов I типа

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	75,64	75,99	73,17	72,15	72,10	75,86	73,04	73,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,15	13,12	13,22	13,37	13,46	12,83	13,12	13,48
FeO	0,84	0,99	0,85	0,94	0,91	0,86	1,04	1,02
MgO	0,21	0,21	0,14	0,11	0,18	0,18	0,19	0,19
CaO	1,09	1,12	1,00	0,98	0,97	1,00	1,01	0,91
Na <sub>2</sub> O	3,91	3,71	3,92	4,05	4,04	3,69	4,36	4,49
K <sub>2</sub> O	4,10	4,10	4,16	4,24	4,21	4,26	3,99	4,14
H <sub>2</sub> O	1,06	0,76	3,37	4,16	4,13	1,27	3,25	2,49
Сумма	100,00	100,00	100,0	100,0	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1, 2 — стекло на контакте плагиоклаза и биотита; 3, 4 — стекло на контакте ксенолита и вмещающей породы; 5 — вулканическое стекло на удалении от ксенолита; 1—5 — обр. Ю-4/4; 6 — стекло, образовавшееся при плавлении плагиоклаза; 7, 8 — стекло на удалении от ксенолита; 6—8 обр. Ю-1/6а. Аналитик С.Е. Борисовский.

(например, моноклинного пироксена) имеет место вдоль границы биотита или амфибола с плагиоклазом.

В результате преобразований в ксенолитах кристаллизуются новообразованные плагиоклаз, биотит, амфибол, моноклинный, реже ромбический пироксен, оливин, рудный минерал. В породе образуются полости сферической формы, заполненные расплавом, наблюдаемые в виде пористого стекла. Его поризация вероятно происходила в близповерхностных условиях. Установлено, что состав новообразованных минералов зависит от места кристаллизации минералов (табл. 20). Наблюдаются также вариации и в составе стекла, даже в пределах одной поры (табл. 21).

*Ксенолиты II типа.* Вторая разновидность включений, как и ксенолиты кварцевого диорита, широко распространена в кислых лавах.



Таблица 22. Минеральный состав (в мас. %) ксенолитов II типа

Минерал	Интервалы		Среднее	Минерал	Интервалы		Среднее
	от	до			от	до	
Плагиоклаз (An <sub>33-38</sub> )	22	34	29	Ортопироксен	—	—	—1,5
Биотит	8	25	15	Клинопироксен, оливин	—	—	Ед.з.
Амфибол	15	28	23	Стекло	15	42	27
Рудный (титано- магнетит)	23	9	7				

В северной части Гутансар-Джабраберского вулканического поля их концентрация даже несколько выше. Такие включения всегда имеют округлую форму, их размер колеблется от долей миллиметра до 5 см; химический состав одного из ксенолитов приведен нами ранее (см. табл. 18).

Включения состоят из агрегата плагиоклаза, биотита, амфибола, рудного минерала (табл. 22). Для большинства из них характерно наличие изолированных сферических пор с диаметром до 5 мм, которые заполнены стеклом (табл. VIII). Такие поры, равномерно распределенные во включениях, составляют около 1/3 общего объема. Минеральные агрегаты в ксенолитах II типа имеют черты радиально-лучистого строения, обусловленные разноориентированными игольчатыми кристаллами амфибола и биотита. По отношению к сферическим порам эти кристаллы расположены по касательной, что создает впечатление одновременности их образования и обособления капель расплава. Подобные структуры наблюдаются в роговиках, интенсивно перекристаллизованных при термометаморфизме. Они отмечались в опытных образцах при проведении экспериментов, связанных с плавлением основных пород.

Своеобразие минерального состава и петрографического облика ксенолитов II типа позволяет рассматривать их как нацело перекристаллизованные включения, захваченные расплавом на большой глубине от поверхности.

Плагиоклаз присутствует в них в виде призматических кристаллов размером 0,01—0,1 мм. Его состав соответствует андезину N 33—35 ( $Ng' = 1,551$ ,  $Np' = 1,548 \pm 0,002$ ), реже андезину N 38. Расположенные рядом зерна плагиоклаза часто имеют параллельное удлинение и согласное угасание. Такие зоны с однообразной ориентировкой кристалликов плагиоклаза вероятно представляют собой "тени" крупных первичных зерен. Реликты этих зерен изредка присутствуют во включениях. Они сильно корродированы основной массой. Состав плагиоклаза — олигоклаз-андезин N 29—31, а в одном случае и олигоклаз N 19—22.

Биотит представлен игольчатыми кристаллами длиной 0,1—0,5 мм, реже таблитчатыми призмами гексагональных очертаний. Он высокожелезистый, соответствует лепидомелан-анниту  $(Ng+Np)/2 = 1,684—1,687$ .

Таблица 23. Химические составы (в мас. %) стекол из ксенолитов II типа

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	74,86	73,38	72,28	72,64	73,36	73,35	73,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,25	13,72	13,23	13,79	13,57	13,79	13,49
FeO	0,93	0,92	0,96	1,07	1,03	1,04	1,04
MgO	0,22	0,22	—	—	—	—	—
CaO	0,82	0,76	0,74	0,92	0,96	0,94	0,86
Na <sub>2</sub> O	3,78	4,23	4,04	4,73	4,33	4,14	3,89
K <sub>2</sub> O	4,41	4,28	4,39	4,37	4,40	4,46	4,22
H <sub>2</sub> O	1,72	2,49	3,14	2,48	2,35	2,28	2,89
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1—3 — стекло из пор округлой формы в ксенолите; 4,5 — стекло на контакте ксенолита и вмещающего перлита; 6,7 — перлитовое стекло на разном удалении от ксенолита.

Амфибол присутствует в виде игольчато-призматических зерен размером 0,3—1,0 мм. Окраска темно-бурая по *Ng* и желтовато-бурая по *Np*. На контакте ксенолитов с вмещающей средой размер минеральных выделений обычно несколько больше, чем в центре. Крупнозернистая кайма по периферии имеет ширину 0,5—0,8 мм.

Рудный минерал представлен изометричными зернами размером 0,01 мм, располагаются зерна в интерстициях между цветными минералами и плагиоклазом. Изредка наблюдаются крупные (до 0,3 мм) правильные кристаллы кубического габитуса, вероятно, это кристаллы первичного магнетита (титаномангнетита).

Среди малораспространенных минералов отмечены апатит и ромбический пироксен, который встречается в виде тонких игольчатых кристаллов длиной от 0,01 до 0,5 мм.

Вулканическое стекло присутствует как в основной массе, так и внутри сферических пор. Оно бесцветное, показатель преломления  $n = 1,500—1,504 \pm 0,002$ . Стекло содержит мелкие изометричные поры. Химический состав стекол, определенный микрозондом, приведен в табл. 23. Состав стекла в целом близок составу вмещающего включения перлита. Показатель преломления перлита приконтактных зон — 1,496—1,497, а на удалении от включений возрастает до 1,501—0,002.

Легко обнаружить сходство между минеральным составом ксенолитов II типа и составом новообразований в кварцевых диоритах. В частности, в ксенолитах I типа плагиоклаз, который кристаллизовался из расплава первичного плагиоклаза или на контакте его с биотитом, имеет более основной состав ( $An_{33—35}$ ) по сравнению с исходным плагиоклазом ( $An_{28—31}$ ) в кварцевом диорите и плагиоклазом ( $An_{22}$ ) в гранодиорите. Характерно, что плагиоклаз в ксенолитах II типа также имеет более основной состав ( $An_{33—38}$ ).

Биотит, который играет весьма существенную роль в ксенолитах II типа, весьма близок по составу к новообразованным биотитам из кварцевых диоритов. По сравнению с первичными биотитами они более железистые.



При инконгруэнтном плавлении биотита и плагиоклаза в ксенолитах кварцевого диорита появляются пироксены и оливин. В перекристаллизованных ксенолитах II типа они отсутствуют. Очевидно, эти минералы неустойчивы и замещаются амфиболом при более полном преобразовании ксенолитов.

Имеются и прямые признаки родства ксенолитов I и II типа. В риолитах Гутансар-Джраберского вулканического поля были встречены включения, в которых зоны, образованные крупными минеральными зернами кварцевого диорита, соседствуют с мелкозернистым плагиоклаз-биотит-амфиболовым агрегатом, тождественным ксенолитам II типа.

На основании вышеизложенного можно утверждать, что между ксенолитами I и II типа существует постепенный переход. Причем наблюдается последовательное превращение исходного кварцевого диорита или гранодиорита в перекристаллизованную породу с характерным парагенезисом: плагиоклаз+биотит+амфибол+риолитовое стекло.

Повсеместное нахождение измененных ксенолитов гранитоидных пород в позднекайнозойских риолитах Гегамского нагорья дает дополнительные доказательства анатектического происхождения кислых магм посторогенного этапа развития региона. Имеются основания полагать, что исходным материалом для формирования этих магм явились гранитоидные породы из нижней зоны фундамента данного блока земной коры. Ксенолиты, представленные практически неизменными кварцевыми диоритами, характеризуют меловые гранитоиды, обнажающиеся на поверхности в пределах Цахкуняцкого тектонического блока.

Состав включений в позднеплиоцен-плейстоценовых риолитах резко отличается от включений в кислых и средних подстилающих породах, что свидетельствует об отсутствии между ними генетической связи. Изученные включения в риолитах отличаются и от тех, которые присутствуют в четвертичных дацитах и андезито-дацитах, связанных с более поздней магматической деятельностью в регионе.

Ксенолиты, представленные плагиоклаз-амфибол-биотитовым агрегатом с включениями кислого стекла, следует рассматривать как конечный продукт перекристаллизации кварцевых диоритов и гранодиоритов. Представляется, что состав ксенолитов весьма соответствует реститу, оставшемуся после выплавления из этих пород эвтектического расплава. Жидкая фаза сначала накапливалась внутри изолированных пор, а затем была отжата из них и образовала магматический очаг. При мобилизации расплава частицы рестита, находившиеся ближе к центральным частям очага, были захвачены вместе с обломками слабо переплавленных гранитоидов, слагающих стенки и кровлю магматической камеры.

Рассмотренные нами кислые вулканические комплексы имеют весьма внушительные размеры — от 1—2 до 3—5 км<sup>3</sup>. До 90—95% этого объема обычно занимают породы, имеющие относительно постоянный состав: риолиты, риолито-дациты. И только около 5—10% общего объема массива составляют дациты. Дацитовые лавы обычно изливаются

на поздней стадии вулканической деятельности из небольших побочных вулканических аппаратов, расположенных на склонах главного вулканического массива. Образование дацитовых магм можно объяснить кристаллизационной дифференциацией.

Наметим следующую схему магмообразования в данном регионе. Магмы, извержения которых привели к образованию крупных вулканических массивов, сформировались главным образом за счет анатектического плавления древнего гранитоидно-метаморфического фундамента земной коры. Весьма подчиненную роль в магмообразовании играла кристаллизационная дифференциация, вызвавшая образование дацитовых магм.

### КСЕНОЛИТЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Во многих районах Курило-Камчатской островной дуги, главным образом где развит позднечетвертичный кислый вулканизм, встречены своеобразные породы, представляющие собой агрегат крупных кристаллов оливина, анортита, пироксена и стекла. В большинстве случаев эти породы встречаются среди рыхлых пирокластических образований, состав которых варьирует от андезита до андезито-дацита. Большей частью эти образования имеют характер вулканических бомб и лапиллей. Размер их колеблется от 1—2 до 25—40 см, в относительно редких случаях отдельные глыбы в поперечнике могут достигать 1 м. Некоторые агрегаты состоят из крупных прозрачных кристаллов анортита, темно-зеленого, макроскопически почти черного пироксена и желтовато-зеленого оливина. Кристаллы могут образовывать друзовидные сростки и инкрустировать довольно крупные жеоды. Естественно, что столь необычные вулканические образования привлекли внимание многих исследователей [4, 13, 29].

Во многих работах подобные минеральные агрегаты рассматриваются как некоторые экзотические образования в отрыве от конкретной вулканологической обстановки. Сделана попытка широкого регионального сопоставления минерального состава и структуры этих образований, взятых в различных районах [13]. Однако при этом оказалась утраченной возможность определить место этих образований в развитии вулканизма какого-либо конкретного района и тем самым показать их реальную петрогенетическую роль.

Нами была собрана довольно обширная коллекция подобных пород в двух районах Южной Камчатки: внутри кальдеры Ксудач и в окрестностях вулкана Ильинский.

*Ксенолиты и включения из района вулкана Ильинский.* Как мы уже отмечали, вулкан Ильинский расположен на северо-восточном берегу Курильского озера, на разломе, который окаймляет с северо-востока древнюю котловину озера. Бомбы и лапилли анортит-пироксен-оливинового состава распространены весьма неравномерно. Наибольшая их концентрация наблюдается на северо-восточном и юго-восточном склонах конуса, а также на расстоянии до 2—3 км от него (см. фиг. 13). Вероятно, выбросы пирокластики происходили в несколько этапов. Наибольшее количество обломков ультраосновного состава ассоцииру-



ются со шлаками андезита, которые покрывают территорию к востоку и северу от кратера вулкана Ильинский.

Можно наметить следующие этапы развития вулкана Ильинский. В первый этап, по-видимому, образовалась воронка взрыва, из которой были выброшены риолито-дацитовые пемзы, образующие второй слой толщи белых пемз. Образование первого слоя мы связываем с деятельностью воронки, расположенной в юго-восточной части впадины Курильского озера. Со вторым этапом связан выброс смешанных пород, состоящих из полос андезита и дацита, и с третьим этапом связаны образование андезитового шлакового конуса и интенсивные эксплозии андезитовых шлаков. В завершающую стадию этого эксплозивного этапа происходили выбросы бомб, состоящих из оливина, пироксена и анортита. Мы уже отмечали, что бомбы и лапилли, имея общий минеральный состав, весьма сильно различаются по форме, минеральным ассоциациям, внутреннему строению и т.д. В этой работе мы не имели целью дать полную классификацию этих образований, но отметим все же некоторые наиболее типичные разновидности: а) круглые бомбы и лапилли с порфировой внутренней структурой; б) друзовидные образования; в) неравномерно-зернистые бомбы со шлировой текстурой; г) бомбы с внутренней полосчатой текстурой.

Изометричные образования порфировой структуры. Данная разновидность пирокластических образований пользуется наиболее широким распространением. Бомбы и лапилли имеют неправильную сферическую или эллипсоидную форму. Наружная их поверхность обычно покрыта трещинами, образовавшимися, вероятно, в результате резкого охлаждения; внутри они имеют отчетливую порфировую структуру. Вкрапленники обычно представлены плагиоклазом, пироксеном и оливином. В тех разновидностях, в которых содержание стекла достигает 15—25%, рудный минерал, как правило, отсутствует. Если содержание стекла незначительное, то появляются крупные выделения рудной фазы.

Соотношение между вкрапленниками может быть различным, однако в большинстве разновидностей преобладающей фазой являются пироксен, оливин и плагиоклаз, которые встречаются примерно в равных соотношениях. Плагиоклаз образует кристаллы размером от 0,1 до 3—5 мм. Он имеет характерную призматическую форму, зональность выражена очень слабо и определяется распределением тончайших каплевидных выделений коричневого стекла. Центральные части зерен обычно обогащены подобными включениями. Как центральные, так и периферические части зерен состоят из анортита. В краевых частях анортит только в незначительной степени обогащен натриевым компонентом (табл. 24).

Оливин представлен крупными зернами зеленовато-желтого цвета. Размер зерен 0,2—5 мм. Форма нечетко выраженная призматическая или округлая. В кристаллах призматической формы края и грани обычно сглажены. Для оливина из подобных ассоциаций характерен хризолитовый состав. Содержание фаялитового компонента колеблется от 17 до 22% (см. табл. 24).

Моноклинный пироксен в шлифе имеет слабо-зеленую окраску

Таблица 24. Химический состав пирокластов порфировой структуры и слагающих его минералов (в мас. %)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,7	44,68	50,03	38,82	48,42
TiO <sub>2</sub>	0,54	Не обн.	0,51	Не обн.	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,15	34,04	5,86	0,90	20,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,05	0,69	2,79	1,03	2,68
FeO	4,27	0,19	3,80	15,53	4,95
MnO	0,22	0,47	0,57	0,29	0,87
MgO	7,62	0,52	15,23	42,89	6,26
CaO	11,79	18,24	19,40	Не обн.	12,70
Na <sub>2</sub> O	1,75	0,51	0,48	0,01	1,60
K <sub>2</sub> O	0,34	0,01	0,11	0,01	0,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,21	0,27	0,58	0,26	0,36
Сумма	99,64	99,62	99,66	99,74	99,58

Примечание. 1 — валовый состав пирокластического агрегата; 2 — плагиоклаз; 3 — пироксен; 4 — оливин; 5 — остаточное стекло.

В длину кристаллы достигают 5—6 мм. Минералогически он относится к диопсид-авгиту.

Стекло пористое. Объем пор достигает 30—40%. В стекле присутствуют тончайшие выделения плагиоклаза и темноцветных минералов. Характерной особенностью пирокластических образований этого типа является отсутствие признаков кристаллизационной дифференциации. Остаточное стекло имеет практически тот же состав, что и вся бомба в целом. Это создает впечатление, что большая часть минералов-вкрапленников кристаллизовалась в другом месте и что минералы не равновесны по отношению к расплаву.

Бомбы с друзовидной внутренней структурой. Представляют выделения округлой формы различных размеров, некоторые из них достигают 10 см в поперечнике (обр. 20г-82). Друзовидные текстуры характеризуют различные минеральные ассоциации: оливин+анортит, оливин+пироксен и др. Рассматриваемый образец состоит из плагиоклаза, оливина и небольшого количества моноклинного и ромбического пироксенов. В интерстициях между зернами присутствует стекло.

Плагиоклаз составляет до 60% от объема агрегата. Он представлен анортитом. В крупных кристаллах содержание Na<sub>2</sub>O составляет порядка 0,9%, в мелких зернах не превышает 1,19%. Крупные зерна практически не зональны: содержание натрия во внешней зоне увеличивается на десятые доли процента (табл. 25). Характерно отсутствие упорядоченности в распределении отдельных минералов. Создается впечатление, что кристаллы срстаются без какой-либо закономерности.

Оливин образует кристаллы размером в десятые доли миллиметра. Характерна неправильная, иногда каплевидная форма зерен. Встре-



Таблица 25 Химические составы (в мас. %) фаз, образующих друзовидный оливин-анортитовый агрегат (обр. 20т-82)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	51,03	53,77	37,95	38,10	45,23	45,68	45,78
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,32	0,02	0,00	0,00	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	1,73	0,23	0,00	33,44	33,53	32,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,03	0,00	0,00	—	—	—
FeO	7,64	14,42	22,34	22,38	0,42	0,48	0,85
CaO	20,66	1,18	0,21	0,13	19,33	12,07	18,55
MgO	15,62	27,30	38,32	38,47	—	—	—
MnO	0,18	0,36	0,39	0,39	—	—	0,03
NiO	—	0,01	0,08	0,05	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,27	—	—	—	0,86	0,96	1,19
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,01	0,01	0,02
Сумма	100,05	99,13	99,54	99,52	99,29	99,73	99,14

Примечание. 1 — моноклинный пироксен; 2 — ромбический пироксен; 3 — оливин, включение в плагиоклазе; 4 — оливин, крупное зерно; 5, 6 — крупное зерно плагиоклаза (5 — центральная часть, 6 — краевая часть); 7 — плагиоклаз цементирующей массы.

чаются включения оливина в плагиоклазе. Общее количество оливина не превышает 20—25%. Оливин представлен магнезиальной разновидностью. Содержание фаялитовой составляющей не превышает 24%.

Моноклинный и ромбический пироксены образуют сравнительно редкие выделения в общей массе породы. Моноклинный пироксен представлен диопсид-авгитом и по составу весьма близок пироксену из порфировой разновидности пирокластических образований. Ромбический пироксен довольно железистый и отбрасывается к гиперстену.

Стекло составляет 10—15% от общего объема породы, имеет высокопористую структуру; пористость составляет 60—80% от объема стекла. Часто присутствуют крупные поры, до 5—15 мм в диаметре. Кристаллы оливина и анортита, группируясь вокруг пор, придают породе друзовидный облик.

Неравномерно-зернистые образования со шлировой текстурой. Шлировидные обособления обычно имеют более светлую окраску по сравнению с окружающей зеленовато-серой массой. В некоторых случаях центральная часть бомбы состоит из агрегата оливина и анортита, а периферическая часть — из агрегата пироксена и рудного минерала (обр. ИЛ-2Н-81).

Плагиоклаз представлен анортитом и битовнитом. Выделяются две генерации плагиоклаза: крупные зерна (до 1—6 мм) представлены анортитом и более мелкие призматической формы — битовнитом (табл. 26).

Оливин относится к хризолиту. Обычно крупные зерна оливина, имеющие сглаженные очертания, окружены кристаллами анортита. Оливин и анортит могут образовывать друзовидные сростки.

Таблица 26. Химический состав (в мас.%) минеральных фаз образца из шлировой текстуры

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,83	45,35	37,94	37,66	53,24	0,21
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	1,17	7,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,07	34,89	—	—	17,20	6,46
FeO	0,95	0,64	24,01	23,80	10,23	82,27
MgO	—	—	38,01	37,74	4,26	4,29
MnO	—	0,01	0,43	0,42	0,22	0,32
CaO	14,03	18,65	0,14	0,26	9,23	0,03
Na <sub>2</sub> O	3,07	0,82	—	—	2,46	—
K <sub>2</sub> O	0,07	0,01	—	—	0,51	—
Ni <sub>2</sub> O	—	—	0,02	0,02	—	0,04
Сумма	100,02	100,27	100,55	99,80	98,52	100,19

Примечание. 1 — плагиоклаз в черном стекле; 2 — плагиоклаз, крупное зерно; 3, 4 — крупное зерно оливина; 5 — амфибол; 6 — рудный минерал.

Моноклинный пироксен представлен диопсид-авгитом. Характерна ассоциация пироксена с рудным минералом и плагиоклазом, относимся к битовниту.

Рудная фаза представлена таблитчатыми кристаллами размером от долей миллиметра до 1—2 мм. Она имеет сложный химический состав и, по всей вероятности, представлена магнетитом с примесью ульвошпиннели и магнезиоферрита.

В стекле цементирующей массы были обнаружены редкие выделения амфибола.

Образования полосчатой текстуры. Встречаются относительно редко. Обычно наблюдается ритмичное чередование лейкократовых и меланократовых полос: лейкократовые полосы состоят из крупных кристаллов оливина и анортита, меланократовые — из сростаний анортита и пироксена с характерной габброидной структурой.

*Ксенолиты и включения из района вулкана Ксудач.* В кальдере вулкана Ксудач встречается большое количество бомб и лапиллей, представляющих собой агрегат анортита, пироксена и оливина. Наибольшая их концентрация наблюдается в окрестностях конуса Штюбеля. По составу, структурно-текстурным особенностям и морфологии они очень напоминают аналогичные образования, связанные с извержениями вулкана Ильинский. Однако имеются и различия: для Ксудача характерны более крупные отдельные индивиды и сами бомбы. Некоторые из бомб достигают 0,5—1,0 м в поперечнике. В то же время количество сферических бомб с порфировой структурой несколько уступает вулкану Ильинский.

*Анортит-пироксен-оливиновые образования.* В эффузивных породах вулкана Ксудач встречаются включения, состоящие главным образом из анортита, оливина и клинопироксена. Подобные включения широко известны на вулканах Восточной Камчатки и



Курильских островов. Анортит-оливиновые включения внутри кальдеры встречаются в небольших количествах в базальтах и в более значительных количествах в кислой пирокластике. Оливины, анортиты и, возможно, пироксен включений характерны в виде отдельных крупных кристаллов и сростков для пемз всех трех групп. Но максимальных размеров и наибольшего распространения включения достигают все-таки в ассоциации с наиболее поздними андезитодацитовыми пемзами. Если в игнимбритовых туфах южной кальдеры нижняя часть разреза переполнена мелкими оливин-анортитовыми включениями, то с пемзами третьей, северной кальдеры ассоциируют очень крупные, до 1 м включения.

Анортит-оливиновые включения имеют весьма разнообразную форму: округлую, овальную, обломочную, глыбовую. Округлые включения обычно в краевых частях сложены мелкозернистым агрегатом или окружены базальтовой оболочкой. Размеры включений колеблются от отдельных кристаллов размером в 1—2 см до полнокристаллических глыб диаметром до 1,0 м. Размеры зерен во включениях также изменяются в широких пределах: плагиоклазы — от 0,3 до 4,0 см, оливины — от 0,2 до 6,0 см, пироксены — от 0,5 до 8,0 см.

Текстура включений весьма неоднородна: от мелкозернистой и даже массивной в краевых частях до пегматоидной и грубослоистой в центральных частях. Чаще всего отмечается неравномерно-зернистая структура включений. Нередко в центральной части включения наблюдаются неправильной формы пустоты, выстланные корочкой шлаковидного стекла. Цвет породы изменяется в зависимости от минерального состава; чаще всего окраска пестрая, серо-черная. Нередко включения окружены корочкой базальтового стекла, особенно включения небольшого размера. Большая часть ксенолитов отличается низкой прочностью и при ударе легко разрушается.

Среди ксенолитов можно выделить разности с незначительным содержанием темноцветных (до 10%), а также существенно анортит-оливиновые образования. Наиболее распространены анортит-пироксен-оливиновые агрегаты, в которых нередко присутствует ортопироксен и магнетит. Практически во всех включениях встречается стекло.

Плагиоклаз включений по своему составу и особенностям морфологии совершенно аналогичен анортиту ксенокристаллов в лавах и пемзах. Форма кристаллов анортита во включениях как идиоморфная, таблитчатая, так и округлая или угловатая. Среди анортитов из лав и пемз нередко зерна обломочного облика. Состав плагиоклазов колеблется от  $An_{89,5}$  до  $An_{98}$  и даже достигает  $An_{100}$  и не зависит от структуры включения, размеров зерен, соотношения минеральных фаз. Состав плагиоклазов в целом близок к валовому составу вкрапленников этого минерала в низкокальциевых базальтах. Кристаллы, как правило, не зональны, лишь иногда на границе со стеклом образуется очень тонкая кайма более натриевого плагиоклаза. Характерны полисинтетические двойники, причем большинство двойников по альбит-карлсбадскому закону. Нередко по плоскостям двойникования развивается трещиноватость; в этих случаях

трещины в анортитах сопровождаются большим количеством включений округлых оливинов, иногда и пироксенов. Трещины могут быть заполнены стеклом с закалочными фазами. В некоторых анортитах наблюдаются вторичные двойники. Погасание волнистое или мозаичное. Кристаллы анортита чистые, тем не менее в них нередко наблюдаются многочисленные мельчайшие включения, состоящие из стекла с газовыми пузырьками.

Зерна оливина во включениях обычно образуют округлые, каплевидные выделения. Для оливина характерен медово-желтый цвет. В шлифах зерна оливина обнаруживают две отчетливые системы спайности (010) и (100). По плоскости (100) нередко простые или полисинтетические двойники. Угасание оливинов обычно пятнистое, мозаичное. Некоторые зерна оливина содержат округлые включения основной массы или стекла. Состав оливина, определенный рентгенофазовым анализом, соответствует хризолиту.

Клинопироксен во включениях достаточно обилён. Встречаются безоливиновые клинопироксен-анортитовые разности. Выделения клинопироксена имеют стеклянный блеск, зеленовато-черную окраску, нередко раковистый излом. В шлифах клинопироксен бесцветен или окрашен в светлые зеленовато-желтые тона. Обычно он менее идиоморфен, чем плагиоклаз и оливин. Крупные зерна клинопироксена цементируют более мелкие кристаллы анортита и оливина. В пироксене отмечены округлые включения основной массы и перекристаллизованного стекла с газовыми пузырьками. Оптические свойства пироксена соответствуют диопсиду:  $N_g = 1,710—1,720$ ;  $N_p = 1,684—1,690$ ;  $+2V = 50—60^\circ$ ;  $c: N_g = 40—47^\circ$

Магнетит обычно встречается в клинопироксенсодержащих включениях, и содержание его может достигать 10—12%, а в отдельных разностях до 30%. Зерна магнетита отчетливо ксеноморфны по отношению к оливину и анортиту. В ряде случаев магнетит заполняет пространство между мелкими зернами оливина с образованием сидеронитовой структуры. Отмечается замещение оливина магнетитом. Мельчайшие зерна магнетита постоянно присутствуют в раскристаллизованном стекле.

Вулканическое стекло в виде тонких прозрачных светло-желтых пленок присутствует во включениях в небольшом количестве. Пленки окаймляют кристаллы или выполняют интерстиции между ними. Чаще стекло в различной степени раскристаллизовано с образованием иголок плагиоклаза и пироксена, реже округлых зерен магнетита. Для некоторых разновидностей стекол характерна сферолитовая структура. Все разновидности стекла, в том числе и те, которые цементируют многочисленные мелкие обломки зерен, имеют пузыристую шлаковидную текстуру. Количество окристаллизованного стекла в кристаллических агрегатах может достигать 30%.

Показатель преломления чистого нераскристаллизованного стекла 1,575—1,580 (52,0—52,5%  $\text{SiO}_2$ ). Основные массы включений по составу отвечают базальтам. Характерно низкое содержание щелочей.

Многие включения претерпели сильное механическое воздействие.



Таблица 27. Состав газовой фазы (в объем. %) из газовой-жидких включений в минералах пород кальдеры Ксудач

Номер образца	Место взятия образца	Q	N <sub>2</sub> +CO	CO <sub>2</sub>	Ar	O <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> S	H <sub>2</sub>
Кс-33а-82	Докальдерный базальт	75	73	Н	Н	Н	27
Кс-28а-82	Базальт афировый из кольцевой дайки	62	82	Н	Н	Н	18
Кс-214-82	Афировый посткальдерный базальт горы Лухина	95	51,5	20,5	Н	Н	28
Кс-36-82	Пемза кальдерообразующей впадины, 1-я разновидность	639	93,8	1,7	0,8	0,4	3,3
О <sub>3</sub> -328-81	То же, 2-я разновидность	206	68	20,2	0,6	0,7	10,7
Кс-5236-82	Пемза кратера Штюбеля	113	81,5	17	1,5	Н	Н
К-4-82	Пемза Курильского озера	642	91,3	6,7	0,6	1,3	Н
О <sub>3</sub> -39в-82	Анортит-оливиновое включение вулкана Ильинский, пироксен	58	26	Н	Н	Н	74
О <sub>3</sub> -39в-82	Стекло, там же	59	63	Н	Н	Н	37

Примечание. Н — ниже порога чувствительности; СН<sub>4</sub> — не обнаружен; N<sub>2</sub> + CO — определялась в смеси, содержание СО мало; Q — количество газа в условных единицах. Анализ проведен Л.Г. Травниковой.

Зерна крупнокристаллических включений катаклазированы. Развиваются вторичные двойники, пересекающие все минералы в одном направлении. В краевых зонах образуются каемки из мелкообломочного материала, погруженного в тонкозернистый агрегат из зернышек плагиоклаза, пироксена, оливина и магнетита.

Вследствие широкого колебания главных минеральных компонентов включений содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO в отдельных анализах могут изменяться в 2—3 и даже 5—6 раз. Крайние по химизму различия отвечают, с одной стороны, почти чистым анортитам, а с другой — полевошпатовым перидотитам. По особенностям валового химического состава и низкому содержанию кремнезема (39,6—45,4%) и щелочей (обычно ≤1%) включения приближаются к ультраосновным породам. Во всех включениях наблюдается весьма низкое содержание K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; в большинстве включений присутствует TiO<sub>2</sub>. В этом они сходны с породами кальдерообразующей и посткальдерных излияний Ксудача.

Сходство составов минералов включений и минералов низкокальциевых глиноземистых базальтов приводит к мысли о возможности образования включений за счет кристаллизации подобных малощелочных магм. При образовании всех разновидностей пемз, шлаков и оливин-анортитовых включений существенную роль играли летучие. Об этом свидетельствует обилие пор в основных стеклах и газовой-жидких включений в минералах и кислых стеклах. Для определения роли летучих в формировании пород был проанализирован состав газов из газовой-жидких включений. Результаты приведены в табл. 27. Как следует из изучения состава газов, в породах преобладают азот, H<sub>2</sub>; остальные компоненты в сумме составляют около 20%. Общее количество выделенного газа в пемзах гораздо выше, чем

в базальтах и ультраосновных включениях. Газы в базальтах и включениях практически состоят только из  $N_2$  и  $H_2$  и различаются только их соотношением. По-видимому, в процессе кристаллизации этих пород значительную роль играла газовая фаза, обогащенная восстановительными компонентами. Большое содержание азота, возможно, указывает на глубинный источник этих газов. По крайней мере, для анортит-оливиновых включений можно предположить мантийный  $N_2$ . Характерно, что при истирании количество азота увеличивается.

Газы, извлеченные из пористых вулканических стекол Закавказья, ассоциирующих с ксенолитами гранодиоритов и кварцевых диоритов, и газы Камчатки характеризуются близкими составами. Основной объем газовой смеси из стекловатых пород Закавказья обычно занимает углекислый газ, в меньшем количестве присутствует азот и еще в меньшем количестве — водород. Отмечены также следы He, Ne, Ar, Kr и Xe. Однако соотношение между газами в вулканитах Закавказья и Камчатки различно. Среди газов, отобранных из пород Камчатки, резко преобладающим является азот, в то время как другие газы играют подчиненную роль.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе охарактеризованы наиболее крупные в СССР месторождения вулканического шлака и пемзы. В монографии рассматриваются: а) условия образования и закономерности локализации месторождений, б) строение отдельных месторождений, в) вспенивание основных и кислых силикатных расплавов, г) генезис магм и д) практическое значение пемз и шлаков.

Условия образования и закономерности локализации месторождений. В работе приведены месторождения вулканического шлака, связанные с системами региональных трещин в земной коре. Шлаковые конусы как бы нанизаны на разломы. В Закавказье и Забайкалье эти разломы связаны с крупными рифтовыми зонами. Горная система Закавказья некоторыми исследователями, и в частности Е.Е.Милановским, рассматривается как продолжение рифтовой зоны Красного моря. В Забайкалье грабены рифтовой системы являются непосредственным продолжением позднемезозойских впадин южного Алдана. На Камчатке вулканические шлаки Толбачинского вулканического поля, возможно, связаны с разломами, ограничивающими на востоке Камчатскую депрессию. Паратунские вулканические шлаки также связаны с системой разломов, являющихся восточной границей Паратунского грабена.

Связанные с рифтами базальты, и в частности вулканические шлаки, характеризуются повышенной щелочностью. Исключением являются паратунские шлаки, щелочность которых не выходит за пределы обычных известково-щелочных толеитов. Вулканические центры, с которыми связаны шлаки, могут быть расположены или последовательно один за другим вдоль крупного разлома, или на относительно коротких субпараллельных разломах, оперяющих главный разлом. Первая модель может быть реализована на примере Северного и Южного прорывов вулкана Толбачик, вторая — на примере Паратунского месторождения вулканического шлака. Возможна также комбинация первого и второго варианта. В пределах Джавахетского нагорья выделяется система четырех субпараллельных разломов. На каждом из них расположено от 10 до 25 вулканических аппаратов, в том числе шлаковых конусов.

В противоположность месторождениям вулканического шлака месторождения пемзы связаны с кольцевыми структурами. Вулканический массив Артени приурочен к крупной депрессии, располо-

женной на юго-западном склоне горы Арагац, и имеет в плане форму круга. С круговыми депрессиями типа кальдер связаны также месторождения пемзы Курильского озера и вулкана Ксудач. В отличие от месторождений вулканического шлака линейного типа, которые приурочены к магматическим очагам линейного типа, месторождения пемзы связаны с отдельными крупными изометричными в плане очагами длительного развития. В большинстве случаев извержения пемзы являются первой кальдерообразующей фазой вулканической деятельности.

Наиболее крупные извержения пемзы Курильского озера связаны с воронкой древнего Ильинского вулкана. В настоящее время эта воронка в значительной степени заполнена продуктами извержения современного вулкана Ильинский. Так же как и в пределах вулкана Артени, извержения могли происходить не из одного центра. Главными центрами извержения, по-видимому, были две воронки. Одна из них располагалась непосредственно на месте современного Ильинского вулкана, вторая — на месте глубоководной впадины, которая вписывается в пространство между островами Сердце Алаида, Чаячий и полуостровом Тугомынк. Деятельность этих воронок была несколько разобщена во времени. Наиболее древней является воронка древнего Ильинского вулкана, более молодой — воронка глубоководной впадины. Судя по системе молодых разломов, окаймляющих эту впадину, формирование этой воронки продолжается и в настоящее время. В региональном плане кальдера вулкана Ксудач и связанные с ней месторождения пемзы значительно уступают по размерам месторождению пемзы Курильского озера. Древний Ксудач представлял цитообразный базальтовый вулкан диаметром до 30 км. Образование системы кальдер здесь также связано с кислой эксплозивной деятельностью. Причем каждому этапу эксплозивной деятельности соответствует самостоятельный этап кальдерообразования.

Строение отдельных месторождений. Впервые в геологической литературе в монографии проводятся детальные карты отдельных месторождений вулканического шлака и описания самих месторождений. На картах и в описании месторождений подчеркивается роль локальной вулканической тектоники при формировании этих месторождений. На месторождениях шлака можно выделить две преобладающие системы трещин: радиальную и концентрическую. Радиальные трещины обычно фиксируются дайками, от которых отходят апофизы, пронизывающие тело шлакового конуса. В непосредственной близости от них возникает зона, или своеобразный ореол спекания. В пределах этой зоны шлаки могут быть спекшимися или агглютинированными. Спекание отрицательно влияет на технические свойства шлака. Многочисленные радиальные дайки базальта характерны для тех вулканических аппаратов, которые содержат многочисленные потоки, излившиеся из кратера или кратерной зоны. В некоторых случаях значительная часть шлаков оказывается погребенной под базальтовыми потками. В качестве примера можно привести вулкан Оками (Джавахетское нагорье), Грузинская ССР. С радиальными трещинами также может быть связана интенсивная



фумарольная деятельность, очень четко проявившаяся на месторождениях шлака Южного прорыва. Круговые трещины также весьма широко распространены на месторождениях вулканического шлака. С круговыми трещинами в основании вулканических аппаратов или с местами пересечения круговых и радиальных трещин, как правило, связаны излияния базальтовых лав. Подобные прорывы, или бокки, во многих случаях являются главными источниками базальтовой лавы. В качестве примера можно привести Южный прорыв Толбачинского вулканического поля. Базальты, излившиеся из нескольких бокк, расположенных по периферии вулкана, заняли порядка 30 км<sup>2</sup>. Таким образом, сформировалось обширное вулканическое поле. Месторождение шлака Южный прорыв расположено в северо-восточной части этого поля. Характерно полное отсутствие потоков, излившихся из кратера шлакового конуса. Круговые концентрические трещины также весьма широко распространены на гребне шлаковых конусов. Вдоль этих трещин возможны интенсивные просадки центральных частей вулканических аппаратов, оползания части шлаковых конусов и интенсивная фумарольная деятельность. Вдоль трещин, расположенных на бровке шлакового конуса, часто происходит интенсивное выделение газов, например водорода. При реакции водорода с кислородом воздуха образуются углеводороды. Реакция сопровождается выделением тепла и интенсивным разогревом прилегающих к трещине шлаков, в некоторых случаях до 800—900° С. Мощная круговая трещинная зона наблюдается на втором конусе Северного прорыва. В 1985 г., т.е. через 10 лет после образования конуса, температура шлаков внутри этой трещины достигала 890—920° С. При этом наблюдаются спекание шлаков и образование зоны агглютинатов. При взаимодействии газов между собой и вмещающими базальтами образуются минералы фтора, серы, хлора. Указанные соединения весьма вредны для бетонов, так как при реакции с водой образуют кислоты и основания, обладающие коррозионными свойствами.

Вулканические конусы обычно неоднородны по своему строению, в частности по гранулометрическому составу. Изменение гранулометрического состава шлаков в пределах конуса может быть обусловлено двумя причинами: во-первых, преобладанием в процессе извержения ветра того или иного направления (т.е. ветровая дифференция) и, во-вторых, особенностями внутреннего строения жерловой части вулканического конуса. Например, именно ветровой дифференциацией можно объяснить образование скоплений шлакового щебня размером от 5 до 20 мм в районе Северного прорыва. Влияние второго фактора более сложное. Например, скопление вулканических бомб в восточной части конуса Южного прорыва можно объяснить направленным выбросом, связанным с ориентировкой по вертикали жерлового аппарата. При наблюдении извержения Южного прорыва в сентябре—октябре 1976 г. было выявлено, что в кратере действовали одновременно два жерла: через одно выбрасывались главным образом мелкий шлак и пепел, а через другое — вулканические бомбы. Газовые струи под сильным давлением выры-

вались на поверхность не вертикально, а наклонно. Вероятно, линия наклона была ориентирована под углом с востока на запад. Этим можно объяснить тот факт, что главное количество бомб сосредоточено на восточной части конуса.

Неоднородность распределения шлака по гранулометрическому составу показана впервые авторами этой монографии на примере месторождений вулканического шлака Джавахетского нагорья и Южного прорыва; кроме того, нами были выделены блоки особо легких шлаков, пригодных для эксплуатации.

Месторождения пемзы обычно характеризуются не менее сложным строением. Для образования крупных месторождений пемзы важны не только характер вулканических извержений, но и возможность накопления пемз и сохранность пемз. Извержения пемзы обычно связаны с относительно редкими, но мощными взрывами. Для месторождений района Курильского озера характерны как минимум две фазы взрывной деятельности. В первую фазу сформировался нижний слой пемзы мощностью до 40—100 м. Главная масса пемзы заполнила древние долины рек Выченкия, Ильинская и Озерная. Дальнейшее наращивание мощности пемзы происходило за счет сноса пирокластического материала с окрестных возвышенностей, о чем свидетельствуют местные несогласия и перерывы, фиксируемые мало мощными горизонтами галечных отложений. Во вторую фазу взрывной деятельности сформировалось Верхне-Голыгинское месторождение. Взрывная деятельность была не одноактной, о чем свидетельствует наличие выше белых пемз слоя гетерогенных пемз, именуемых шлакопемзовыми образованиями. Пемза ссыпалась при взрыве и одновременно сносилась в понижения рельефа и, в частности, в древнюю долину р. Голыгина. Сверху пемзы были перекрыты слоем гетерогенных пемз и туфов андезита.

Вероятно, необходимым условием образования крупных месторождений пемзы являются два фактора: а) наличие в рельефе понижений с крутыми склонами, б) наличие покрышки из других более плотно сцементированных пород, предохраняющих рыхлую пемзу от размыва. Долины могут быть как эрозионного, так и тектонического происхождения. На строение залежи и мощность пемз большое влияние оказывают как морфология древнего рельефа, так и допемзовая и новейшая тектоника. Приподнятые в результате тектонических подвижек блоки пемзовых тел быстрее подвергаются размыву, чем пониженные участки. Отсутствие явной фумарольной деятельности свидетельствует, что температура пемзового потока во время извержения была относительно невысокой. Возможно, что воронка взрыва представляет собой грязевой котел, заполненный обломками пемзы и игородных пород. При взрыве пемзо-грязевая смесь была выброшена и образовались потоки лахарового типа.

Вспенивание основных и кислых силикатных расплавов. При образовании шлака и пемзы наблюдаются различные режимы эксплозивной деятельности. Месторождения шлака, шлаковые конусы и шлаковые покровы образуются практически при непрерывной вулканической деятельности в течении 1—3 меся-



цев или одного года и более. Шлаковые конусы Северного прорыва сформировались за 72 сут, шлаковый конус Южного прорыва — за 1 год и 2 мес. Месторождения пемзы образуются в результате довольно редких, но мощных взрывов. Отсюда и различный механизм пемзо- и шлакообразования. Принципиально возможны три варианта вспенивания силикатных расплавов: первый вариант связан с образованием газового пузырька при резком падении давления, второй — с падением температуры при постоянном давлении, третий — характеризует вторичный разогрев водосодержащего силикатного расплава или стекла. В природных условиях третий вариант реализуется крайне редко.

Рассмотрим первый вариант. При вулканических извержениях от открытой части кратера на глыбину прослеживается лавовый столб, корни которого связаны с магматическим очагом. Лавовый столб содержит то или иное количество газа или флюидной фазы. При подъеме лавы скорость диффузии газов значительно выше, чем скорость движения лавового материала. При некотором давлении  $P$ , которое больше литостатического, диффузия газов происходит по вакансиям в силикатном расплаве. В тот момент, когда происходит пересыщение силикатного расплава летучими, образуются газовые пузырьки. Таким образом, в верхней зоне столба лавы возникает интервал расплава, резко обогащенный газовыми пузырьками. Пузырьки медленно всплывают, образуя пенистую силикатную шапку, венчавшую лавовый столб. Скорость всплывания пузырьков в значительной степени регулируется вязкостью лавы в вулканическом жерле. Базальтовые лавы характеризуются низкой вязкостью и высокой подвижностью. Скорость миграции газового пузырька в них достаточно высокая, поэтому в верхней части лавового столба создается слой высокопористой лавы, которая в связи с низким общим содержанием летучих быстро твердеет, образуя твердую корку. Благодаря постоянному поступлению снизу газов под коркой образуется газовая подушка, играющая роль взрывного механизма. Верхняя корка в верхней части жерла имеет небольшую мощность. После очередного взрыва возникает новый слой и т.д. При относительно быстром притоке газов при взрыве захватываются и более глубокие слои пластичной лавы. В этом случае вспучивание лавы может происходить и в воздухе. Пемзообразование несколько отличается от шлакообразования. В связи с тем что миграция газового пузырька весьма ограничена из-за высокой вязкости кислого силикатного расплава, в верхней части лавовой колонны образуется весьма значительный по мощности столб вспученной кислой лавы. По-видимому, мощность этого столба может быть весьма значительна и составлять до 100—200 м и более. Для прорыва подобной пробки необходимо весьма высокое давление газов. Выбросы вспученного силикатного стекла или пемзы при таких взрывах достигают весьма значительных объемов, исчисляемых десятками и даже сотнями миллионов кубометров. Однако повторяемость подобных взрывов значительно реже, чем при образовании шлаков.

Мы отмечали, что подводящий канал может быть расположен

наклонно по отношению к горизонту. Тогда взрыв может иметь направленный характер, а выброшенный при взрыве материал может перемещаться в виде потока.

Генезис магмы и последовательность вулканизма (роль глубинных включений) в определении характера магмообразования. Включения, встречающиеся в пирокластических образованиях, могут быть трех типов: 1) захваченные лавой при движении магмы к поверхности, 2) являющиеся равновесным остатком при магмообразовании и вынесенные магмой из зоны ее генерации и 3) являющиеся твердыми фазами, осевшими на дно магматического очага при кристаллизационной дифференциации.

Включения первого типа обычно пользуются весьма широким распространением. При базальтовых извержениях они встречаются в виде бомб сложного строения. Внутренняя часть бомб обычно состоит из расплавленного песчаника, сланца или другой породы, которая была захвачена лавой при движении к поверхности. Эти образования, как правило, представлены стеклом, содержащим многочисленными порами. Стекловатая часть бомбы обычно покрыта коркой базальта.

Включения второго типа представляют перекристаллизованный агрегат, в котором в виде округлых включений или полос находятся выплавки стекла, по составу соответствующие тем выплавкам, которые генерируются в зоне магмообразования. К образованиям этого типа относятся включения (ксенолиты 2 типа), обнаруженные в перлитах и пирокластических породах Армянской ССР. Вероятно, в эту группу следует включить и полосчатые гетерогенные пемзы, описанные нами в районе вулканов Ильинский и Ксудач.

К третьей разновидности включений относятся сегрегации, состоящие из оливина, пироксена и анорита. Образование их связывается с кристаллизационной дифференциацией. Они выносятся на поверхность обычно в завершающую стадию извержений.

На основании анализа вулканизма и особенностей состава и структуры включений может быть нарисована следующая схема магмообразования в изученных нами районах.

Можно предположить, что в Закавказье кислые магмы образовались в результате анатектического плавления гранодиоритов и кварцевых диоритов или подобного состава метаморфических пород нижних зон кристаллического фундамента земной коры.

В процессе анатексиса или ультраметаморфизма образовывались кислые расплавы и твердый остаток, значительно более основного состава, чем выплавляющийся расплав. Для Закавказья характерна система: кислое стекло + средняя порода с высоким содержанием водосодержащих минералов и, в частности, биотита. Вероятно, анатексис происходит при значительном участии воды. При этом образовались водные магмы, из которых в периферических очагах кристаллизовались такие водосодержащие минералы, как амфибол и биотит.

На данной стадии изученности материала при рассмотрении генезиса пемз, гетерогенных пемз, андезитов и анортит-оливин-пирок-



сеновых включений нами допускается возможность двух альтернативных точек зрения, или гипотез.

Согласно первой гипотезе, риолитовые и андезитовые расплавы, а также включения агрегатов анортита, оливина и пироксена образуются в результате магматической и кристаллизационной дифференциации.

Вторая гипотеза при рассмотрении генезиса кислых и андезитовых магм отдает предпочтение процессам ультраметаморфизма и селективного плавления вещества верхней мантии. В этом случае включения анортит-оливин-пироксеновых агрегатов рассматриваются как релит, формирующийся в зоне магнообразования. При рассмотрении генезиса гетерогенных пемз или пемзо-шлаковых образований мы допускаем возможность взаимодействия кислого и андезитового расплавов в вулканическом очаге или магматической колонне. Однако в рамках гипотезы кислых магм в результате селективного плавления мантийного вещества возможно и другое объяснение появления смешанных пород риолито-андезитового состава. Кислые выплавки, концентрируясь в верхней части магматического очага, могли внедряться по многочисленным трещинкам и зонам брекчирования в породы кровли (в данном случае андезиты), вызывая частичное или полное их плавление. При движении магматической колонны вверх к поверхности кислая магма частично отжималась и концентрировалась в верхней части очага. В результате названных процессов в вулканическом очаге, или колонне, формировалась следующая зональность. В верхней зоне располагались кислые расплавы, в средней зоне — гетерогенные риолито-андезитовые расплавы и в нижней зоне — андезитовые расплавы.

Образование базальтовых магм, по данным многочисленных геофизических исследований, происходило на глубине 50—70 км, в зоне верхней мантии. Об этом свидетельствует и состав ксенолитов, среди которых встречены породы ультраосновного состава.

Практическое значение пемз и шлаков. Вулканические шлаки и пемзы характеризуются отличными строительно-техническими свойствами. Средняя насыпная плотность обогащенного пемзового гравия варьирует от 300 до 350 кг/м<sup>3</sup>, в вулканического шлака — от 500 до 700 кг/м<sup>3</sup>. Теплопроводность пемзы составляет 0,11—0,12 ккал/м·ч·град, теплопроводность шлака — 0,18—0,20 ккал/м·ч·град. Прочность пемзового гравия 10—15 Кгс/см<sup>2</sup>, прочность шлака — 10—19 Кгс/см<sup>2</sup>. Водопоглощение пемзы — 50—60%, вулканического шлака — 20—30%. Из пемзы в ЦНИИЭПжилиц были получены конструктивно-теплоизоляционные бетоны марки 100 с плотностью 1000 кг/м<sup>3</sup> и коэффициентом теплопроводности 0,22—0,25 ккал/м·ч·град. Из вулканических шлаков получены конструктивно-теплоизоляционные бетоны плотностью 1350, 1400, 1540 кг/м<sup>3</sup> марок 50, 75 и 100 соответственно и конструктивные бетоны плотностью 1600 и 1700 кг/м<sup>3</sup> марок 150 и 200.

Пемза и вулканический шлак относятся к сравнительно малоэнергоемким материалам, так как топливо, необходимое для их производства, затрачивается главным образом на добычу и транс-

портировку материалов к месту потребления, в то время как для производства искусственных строительных материалов топливо необходимо и для добычи, и для транспортировки, и для изготовления самого материала.

Советский Союз обладает практически неисчерпаемыми, гигантскими запасами пемзы и шлака. Месторождения отличаются крупными запасами, большой мощностью полезного ископаемого, однородностью его распределения и т.д. Пространственно месторождения связаны с областями проявления молодой вулканической деятельности в Закавказье, Забайкалье, на Дальнем Востоке и на Камчатке. Расширение перспектив использования природных пористых материалов в значительной степени определяется возможностями их комплексного применения не только в строительной индустрии, но и в химической, пищевой, абразивной и других отраслях промышленности.



## ЛИТЕРАТУРА

1. Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 64 с.
2. Априлков С.Е., Шеймович В.С. Плиоценовые экструзии Юго-Восточной Камчатки// Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Недра, 1963. С. 114—121.
3. Априлков С.Е., Харченко Ю.И., Шеймович В.С. Перлиты гор Бархатная и Кулоп на Камчатке// Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М.: Наука, 1969. С. 56—59.
4. 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. 108—114.
5. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Об абсолютном возрасте некоторых магматических пород Восточной Сибири// Геология и геофизика. 1965. № 4. 176—178.
6. Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
7. Белянкин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 394 с.
8. Борисов О.Г., Борисов В.Н. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.
9. Брайцева О.А., Краевая Т.О., Шеймович В.С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района// Вопросы географии Камчатки. Петропавловск Камчатский, 1965. Вып. III. С. 49—67.
10. Владавец В.И. О вулканологической терминологии// Бюл. вулк. станций АН СССР. 1954. № 21. С. 43—46.
11. Волюнец О.Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав// Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973. С. 57—92.
12. Волюнец О.Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы (к проблеме смешения магматических расплавов)// Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 181—196.
13. Волюнец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил// Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 124—167.
14. Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Возможные пути эволюции глубинного вещества Земли// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 9. С. 47—59.
15. Гладких В.С., Петенко И.К. Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 34—50.
16. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955—1983 гг.). М.: Наука, 1965. 174 с.
17. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1950. 171 с.
18. Дубик Ю.М., Меняйлов И.А. Гидротермальная деятельность кальдеры Ксудач// Бюл. вулк. станции АН СССР. 1971. № 47. С. 40—43.
19. Зубин М.И. Глубинное строение кальдер Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1970. 20 с..
20. Зубин М.И., Николаев А.С., Шеймович В.С. Новые данные о происхождении чаши Курильского озера на Камчатке// Вулканология и сейсмология. 1982. № 1. С. 85—88.
21. Каранетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972. С. 212.
22. Каранетян С.Г., Меликсетян Б.М.

- Геохимические особенности перлитов месторождений Армянской ССР. М.: Наука, 1981. С. 97—114. С. 1121—1124.
22. *Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П.* Плавленные кленолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу//Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, N 1/3. С. 1121—1124.
24. *Краевая Т.О.* Новые данные о молодых пемзовых отложениях района озера Курильского//Вопросы географии Камчатки. 1967. Вып. V. С. 122—131.
25. *Макдональд Г.А.* Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
26. *Малеев Е.Ф.* Вулканыты. М.: Наука, 1980. 239 с.
27. *Малеев Е.Ф.* Пемзы Курильского озера//Вопросы географии Камчатки. 1970. Вып. 6. С. 11—19.
28. *Маруашвили Л.И.* Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии//Сообщ. АН ГССР. 1956. Т. XVII, N 4. С. 81—87.
29. *Масуренков Ю.П.* Реконструкция состава среды и условий магнеобразования по включениям в вулканических породах//Кислый вулканизм. Новосибирск: Наука, 1973. С. 39—56.
30. *Меняйлов А.А.* Вулкан Шивелуч, его геологическое строение и извержения//Тр. лаб. вулканологии. 1955. Вып. 9. 264 с.
31. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 231 с.
32. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 208 с.
33. *Наседкин В.В., Фролова К.Е.* Микроструктура обсидиана по данным электронной микроскопии//Иzv. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 3. С. 51—58.
34. *Наседкин В.В., Боярская Р.В., Гараев А.М., Фролова К.Е.* Микронеоднородность иризирующего обсидиана из месторождения Джрабер по данным электронной микроскопии//Иzv. АН СССР. Сер. геол. 1983, N 8. С. 47—54.
35. *Наседкин В.В., Боярская Р.В., Горшков А.И., Гараев А.М., Хомякова Т.А.* Вещественный состав перлитов из месторождения Джрабер по данным электронной микроскопии//Докл. АН СССР. 1985, N 9. С. 21—28.
36. *Остроумова А.С.* Включения меланократовых пород в экструзивных дацитах г. Гядис (Армения)//Иzv. АН СССР. Сер. геол. 1967, N 2. С. 73—86.
37. *Паффенгольц К.Н.* К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье)//Сб. тр. Ин-та геологии и минералогии АН СССР. 1951. Т. 3. С. 18—27.
38. *Пишп Б.И.* Маршрутные геологические исследования на юге Камчатки//Тр. Камчат. вулканол. станции АН СССР. 1947. Вып. 3. С. 59—134.
39. *Попов В.С.* Смешение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа//Вулканология и сейсмология. 1981, N 1. С. 3—14.
40. *Попов В.С.* Смешение магм — важный петрогенетический процесс (обзор иностранной литературы)//Зап. ВМО. 1984. Вып. 2. С. 229—240.
41. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 351 с.
42. *Схиртладзе Н.И.* Постпалеогеновый вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958. 368 с.
43. *Схиртладзе Н.И.* Типы новейших вулканических аппаратов Грузии//Вулканические и вулканоплутонические формации: Тр. Второго Всесоюз. вулканол. совещ. М.: Наука, 1966. С. 143—147.
44. *Тимербаева К.М.* Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 1967. 208 с.
45. *Трухин Ю.П., Петрова В.В.* Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976.
46. *Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И.* Магматизм Юго-Восточной Камчатки и связь его с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 150 с.
47. *Файф У.* Несколько мыслей о гранитных магмах//Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. 153—161 с.
48. *Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
49. Большое трещинное Толбачинское извержение/Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 622 с.
50. *Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В.* Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье)//Иzv. АН СССР. Сер. геол. 1953, N 5. С. 96—104.
51. *Цагарели А.Л.* О связи мезозойского-кайнозойского вулканизма Грузии с глубинными разломами//Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. 158 с.
52. *Шеймович В.С.* Вулкан Ксудач в августе 1963 г.//Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1966, N 41. С. 25—28.
53. *Шеймович В.С.* Особенности развития дочетвертичных вулcano-тектонических депрессий на Камчатке//Геотектоника. 1974, N 6. С. 118—125.



54. *Шеймович В.С.* Вулкан Опала и другие голоценовые центры кислых эксплозивных извержений Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1979, N 5. С. 92—95.
55. *Ширинян К.Г.* Новейшие вулканические формации (К вопросу о новейших вулканических формациях Армении) // Изв. АН АрмССР. 1975. Т. 28, N 6. С. 37—42.
56. *Щейнская Н.Н.* Происхождение котловины оз. Табацкури в связи с развитием вулканизма в северной части Ахалкалакского нагорья // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1962. Вып. 21. С. 59—67.
57. *Эрлих Э.Н.* Генезис магм и динамическая модель формирования Узонско-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. С. 246—249.
58. *Эрлих Э.Н., Трухин Ю.П.* Пример картирования неоген-четвертичных вулканических толщ одного из районов Юго-Восточной Камчатки // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. 121—128 с.
59. *Hampton C.M., Bailey D.K.* Gas extraction, experiment on volcanic glasses // J. Non-Cryst. Solids. 1984. Vol. 67. P. 147—168.
60. *Kaiser A., Schmidt H.* Generation of SiO<sub>2</sub> — membranes from alkoxy silanes on porous supports // J. Non-Cryst. Solids. 1984. Vol. 1/2. P. 261—271.
61. Minerals Yearbook. Volcanic cinder and scoria. N.Y., 1981. 418—423 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Глава I. Пористые вулканические породы; их вещественный состав, свойства и промышленное использование .....	5
Вещественный состав и свойства .....	6
Производство и потребление вулканического шлака и пемзы .....	14
Глава II. Основной и средний эксплозивный вулканизм и месторождения вулканического шлака .....	17
Вулканические шлаки Джавахетского нагорья .....	18
Вулканические шлаки Камчатско-Курильской островной дуги .....	39
Вулканические шлаки Забайкалья .....	54
Глава III. Кислый эксплозивный вулканизм и месторождения пемзы .....	65
Пемзы района Курильского озера .....	67
Пемзы вулкана Ксудач .....	82
Пемзовидные породы Закавказья .....	95
Глава VI. Ксенолиты и включения в пемзе и шлаке и вопросы генезиса магм .....	100
Ксенолиты в кислых породах Закавказья .....	100
Ксенолиты и включения Южной Камчатки .....	108
Заключение .....	117
Литература .....	125

## ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ШЛАК И ПЕМЗА, ИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ГЕНЕЗИС

*Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор *Т.Б. Гришина*

Художник *Д.А. Шпаков*. Художественный редактор *М.Л. Храмов*

Технические редакторы *М.К. Серегина, Г.А. Фетисова*. Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 35173

Подписано к печати 25.12.86. Т — 15698. Формат 60X90 1/16  
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 8,0 + 0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 8,8. Уч.-изд. л. 10,2  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 981. Цена 1 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12



1 p. 50 к.

18977