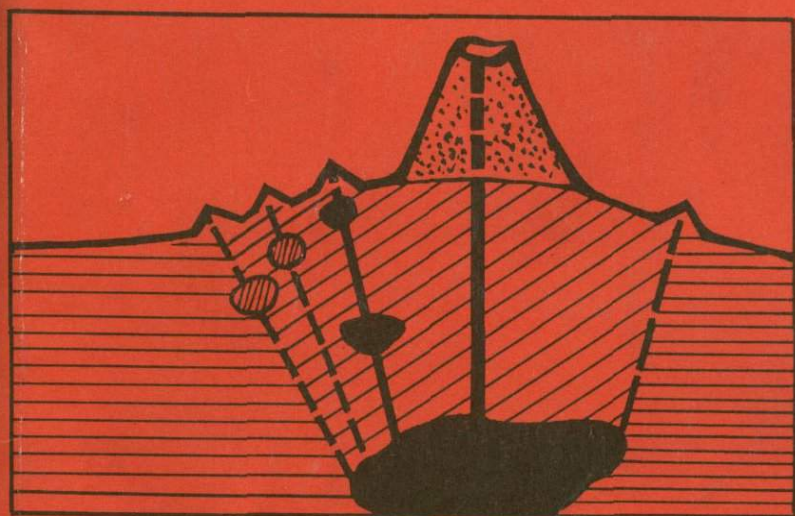




ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА КАК ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Отделение наук о Земле

Научный Совет по рудообразованию

ПРОДУКТЫ
ВУЛКАНИЗМА
КАК ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

553.6.

1549



Издательство

«Наука»

Москва

1975



Сборник посвящен описанию месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с вулканическим процессом: туфа, пермзы, шлака, вулканического стекла и цеолитов. В сборнике показаны закономерности локализации этих пород в пределах определенных фациальных зон вулканогенных формаций, связь промышленных свойств названных образований с условиями их формирования. Рассмотрены некоторые вопросы методики их лабораторных исследований, поисковых и разведочных работ, показаны возможности применения этих пород в различных отраслях промышленности: строительной, химической и т.д. Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов: вулканологов, петрографов, геологов — производственников и технологов.

Ответственные редакторы

В.П.Петров, В.В.Наседкин

ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА КАК ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

Утверждено к печати Научным советом по рудообразованию

Редактор издательства Л.М. Бекасова. Художественный редактор С.А. Литвак.
Технический редактор Г.В. Лазарева.

Подписано к печати 20/V-75 г. Т — 02193. Усл.печ.л. 11,5. Уч.изд.л. 11,8.
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная №1. Тираж 1100 экз. Цена 1р.18к. Тип. зак.173

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

В сборнике рассматриваются условия образования, свойства и основные направления промышленного использования пемзы, шлаков и некоторых разновидностей вспучивающихся эффузивных пород, а также цеолитов.

Легкие пористые породы вулканогенного происхождения широко используются в различных отраслях промышленности, но главным образом в строительстве в качестве легкого заполнителя. Большой интерес к этим породам вызван индустриализацией строительных работ.

Среди большого разнообразия разновидностей пористых заполнителей наибольшее внимание в ближайшем будущем могут привлечь вулканические шлаки. Для этой породы характерен объемный вес 400–1000 кг/м³ и относительно высокая прочность. Сочетание этих свойств позволит широко использовать шлаки для получения легких конструктивных бетонов. Исследованию условий образования этих пород и перспектив их использования посвящены работы К.Г.Шириняна, Н.В.Овсянникова, Е.Ф.Малеева.

В последние годы были выявлены разновидности вулканического шлака с объемным весом менее 600 кг/м³. Подобные породы образуют залежи среди шлаков обычного типа. По-видимому, их образование связано со специфическим извержением. Шлаки с объемным весом 400–600 кг/м³ представляют весьма большой интерес для строительной индустрии и на выяснение условий их образования и закономерности распространения необходимо обратить особое внимание.

Пемза является традиционным строительным материалом. Большой интерес для промышленности могут представлять крупные месторождения пемзы Камчатки и Курильских островов. В данное время восточные районы страны испытывают недостаток в эффективных легких строительных материалах. Поэтому на базе этих месторождений могут быть созданы комбинаты для снабжения строительными материалами промышленности Дальнего Востока (Е.Ф. Малеев).

Перед геологами стоит задача выявления новых видов полезных ископаемых. В статьях Г.М.Далимова и др. и В.С.Васильева рассматриваются условия залегания вулканогенных пород, которые после обжига могут использоваться в качестве легкого строительного материала.

В данное время вулканическое стекло широко используется в промышленности и сфера его применения все время расширяется, поэтому детальное исследование свойств вулканического стекла весьма актуально. Этой проблеме посвящены статьи В.В. Матиаса, В.В. Наседкина, Э.А. Тонковой.

В сборнике также рассматриваются некоторые аспекты образования цеолитовых пород, которые привлекают большое внимание ряда отраслей промышленности и, по-видимому, в ближайшем будущем найдут широкое применение.

Сборник посвящен актуальной проблеме — характеристике месторождений легких строительных материалов, в которых современная строительная промышленность испытывает большую потребность. Опубликование сборника в какой-то степени будет способствовать устранению пробела в этой области, существующего в данное время.

прикраса
half-type

I +

II +

54 урчагд-ш (4-с+ урчагд-ш)
54 урчагд-ш (4-с+ урчагд-ш)

2. урчагд-ш
(урчагд-ш, гвг.)

ПЕМЗА И ШЛАК. ГЕНЕЗИС, СВОЙСТВА И ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

В данное время пемза и шлак широко используются в различных отраслях промышленности: строительной, химической, дерево- и металлообрабатывающей. Каждая из названных отраслей производства предъявляет к сырью свои специфические свойства. Для строительства требуются легкие материалы высокой прочности, для химической и абразивной — однородные по составу и свойствам. Свойства пород в свою очередь определяются условиями образования: содержанием в лаве летучих, ее температурой и вязкостью.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Все месторождения вулканогенных пород: пемза, шлак, пумицит делятся на первичные и вторичные, переотложенные.

Первичные месторождения

Первичные месторождения в свою очередь делятся на два основных генетических типа: взрывной и экструзивно-эффузивный.

Взрывные месторождения. Среди взрывных вулканогенных пород выделяются отложения, связанные с образованием кальдер взрыва и так называемые кратерные взрывы.

Отложения кальдер взрыва. Кальдеры взрыва образуются в результате одноактного взрыва большой мощности. Можно предположить, что необходимым условием для возникновения подобного взрыва является существование близповерхностного очага, сообщаемого с более глубокими корневыми вулканическими очагами (Устиев, 1961). Глубинный и приповерхностный очаги связаны между собой зоной разломов. Взрыв, вероятно, происходит после того, как в близповерхностном очаге в результате притока летучих возникает давление, превышающее внешнее давление нагрузки. Возможно, резкое возрастание давления в приповерхностном очаге может быть вызвано глубинными прорывами летучих к поверхности. С образованием кальдер связано возникновение направленных лавин, состоящих из крупнообломочного материала. Обломки среднего и мелкого размера после падения образуют покровы.

В результате подобного взрыва, вероятно, образовались месторождения пемзы кальдеры Головина (Курильские о-ва), кальдеры Узон и Курильского озера (Камчатка).

Как уже упоминалось пемзы кальдер образуют покровы и потоки. Пемзы, слагающие эти тела, имеют высокую пористость и однородный петрографический состав.

Отложения кратерных эксплозий. Эксплозивная деятельность этого типа имеет место в жерловине вблизи кратера. Она носит более умеренный характер. В результате кратерных эксплозий образуются вновь или наращиваются вулканические конусы. В том случае, если эксплозивная деятельность происходит в кратере крупного страто-вулкана, образуются отдельные потоки или относительно небольшие покровы пемзы или шлака.

Этот тип эксплозий имеет целый ряд специфических особенностей в зависимости от состава продуктов извержения.

При извержениях, образующих продукты кислого состава, пемзовые накопления формируются в следующих случаях: перед началом извержения, в результате извержения, которое имеет место после длительного перерыва, в результате относительно слабой, но длительной по времени эксплозивной деятельности.

В первом случае, пемзы образуются в результате взрыва, который знаменует начало эффузивной или эксплозивной деятельности. Как наиболее ранние продукты извержений они образуют вал вокруг жерловины или кратерной зоны. Таковы пемзы, залегающие в основании эффузивно-экструзивных комплексов Артени и Базенк (Армения).

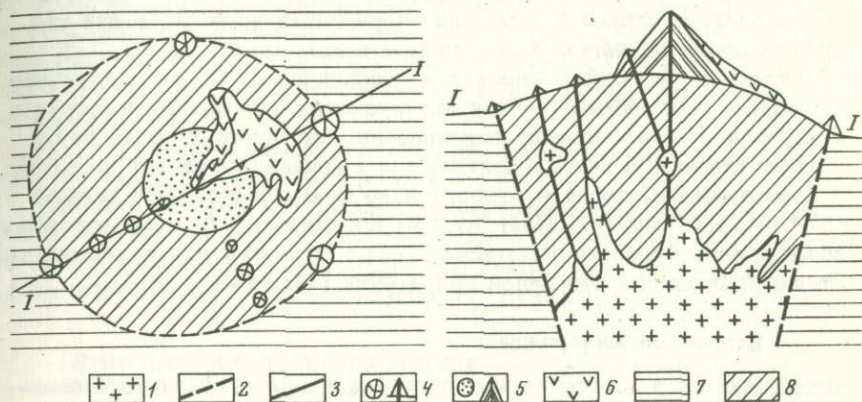
Второй случай характеризует отдельные одноактные эксплозии, которыми начинается эруптивный цикл после относительно длительного перерыва вулканической деятельности. К этому типу можно отнести эксплозивную деятельность современных вулканов, таких как Авачинский и Карымский (Камчатка).

Пемзовые конусы (третий случай) образуются в результате длительных эксплозий, имеющих место в кратере. Примером эксплозивного пемзового конуса является вулкан Бергло (Армянская ССР).

В том случае, если вулканические продукты имеют основной состав, эксплозивная деятельность имеет несколько иной характер. Наиболее характерным типом извержения является образование шлаковых конусов.

Шлаковые конусы возникают на склонах крупных вулканов и связаны с ними генетически. Вулкан как особая структура Земной Кори состоит из следующих элементов: конуса, купола и основания (фиг. 1). Для вулканической структуры характерны кольцевые и радиальные разломы. Кольцевые разломы обычно расположены на границе основания и купола. Радиальные — в пределах купола. Радиальные разломы сходятся к центру, в пределах которого расположено жерло вулкана.

Шлаковые конусы обычно расположены вдоль кольцевых и радиальных разломов (Сирич, 1968). Примером подобного расположения паразитических вулканов являются шлаковые конусы вулкана Арагац, расположенного в пределах Армянского нагорья, а также вулкана Ключевского на Камчатке.



Фиг. 1. Идеализированная схема вулканической структуры и распространения шлаковых конусов

1 - магма, 2 - старый, залеченный разлом; 3 - действующий разлом, 4 - шлаковый конус; 5 - вулканическая постройка; 6 - лавовый поток; 7 - основание вулкана; 8 - куполовидная постройка над магматическим очагом

Для вулкана Толбачик более характерна приуроченность к радиальным разломам, в частности разлому меридионального простирания.

Образование шлаковых конусов связано с побочными (паразитическими) очагами, источником питания для которых являлся главный очаг (Петров, 1963).

Побочные очаги обычно связаны системой трещин с главным очагом. По этим трещинам в побочный очаг поступают летучие, создавая давление, необходимое для непрерывной эксплозивной деятельности.

Гораздо реже чисто шлаковые извержения связаны с деятельностью главного кратера. В результате извержения главного кратера крупного вулкана образуются отдельные потоки или покровы (Авачинский вулкан). Шлаки этого типа обычно имеют большую объемную массу и сильно загрязнены продуктами разрушения конуса.

Пемзы и шлаки эффузивного и экструзивного генезиса. Этот тип пористых лав образуется в принципиально иных условиях. По-видимому, они образуются после того как купол или поток заняли определенное положение на местности.

Вспучивание происходит не по всему объему тела, а в пределах отдельных определенных зон. Если в первый момент после извержения распределение летучих по всему объему тела было равномерным, то затем летучие начинают накапливаться в зонах с пониженными величинами P и T . Этим объясняется факт локализации зон

вспученного стекла в верхней части вулканических тел. Образованию зон пористого стекла в основании горизонтально залегающих тел препятствует давление, определяемое весом самого тела.

Подобная термодинамическая и геологическая обстановка может возникнуть и в нижних частях экструзивных куполов, в том случае, если зона стекла залегает наклонно по отношению к горизонту.

Вспучивание в этих условиях, как правило, протекает не полно с образованием пород с относительно большой объемной массой (1000–1600 кг/м³). Поэтому нам представляется мало вероятной возможность образования пемзы Берглю в результате перерождения стекла в процессе вторичной гидратации (Ширинян, 1969).

Вторичные месторождения

Вторичные месторождения могут образоваться в результате осаждения и накопления пемзы и шлака среди осадочных пород озерного, морского, речного и ледникового происхождения. Возможна также концентрация пористых обломков и шлака у подножья вулканов под действием талых и ледниковых вод.

Наибольшее промышленное значение имеют озерные отложения пемзы. В частности, небольшие разработки озерной пемзы имеют место в Апаранском районе Арм.ССР.

Вторичные отложения шлака, как правило, не эксплуатируются. Промышленное значение их не велико.

СЫРЬЕВАЯ БАЗА СССР И ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

Пемза и пумицит. Месторождения пемзы и пумицита (пемзовый песок) пространственно и генетически связаны между собой.

В Советском Союзе известно более 20 месторождений этих пород. Запасы, утвержденные для 12 месторождений, в сумме составляют 243 млн.м³. Наиболее крупные месторождения расположены на Камчатке и Курильских островах. Однако месторождения Курильских островов детально не изучались. Утвержденные запасы Камчатки в сумме составляют 243 млн.м³, Армянской ССР – 32 млн.м³. Известны также месторождения в Кабардино-Балкарской АССР, в Приморье и Закарпатской области.

Крупные месторождения пемзы имеются так же в США (млрд. т), Италии, Греции и Японии. В ФРГ разрабатываются месторождения переотложенной пемзы, а так же пуццоланы.

Вулканический шлак. Мировые запасы вулканического шлака весьма велики, вероятно, порядка нескольких десятков млрд.т. Месторождения шлака весьма широко распространены в СССР, США, Монгольской Народной Республике, Японии, странах Латинской Америки, Италии, Исландии и других странах.

В СССР известно свыше 700 шлаковых конусов. Суммарные запасы шлака, оцененные на основании общих геологических предпосы-

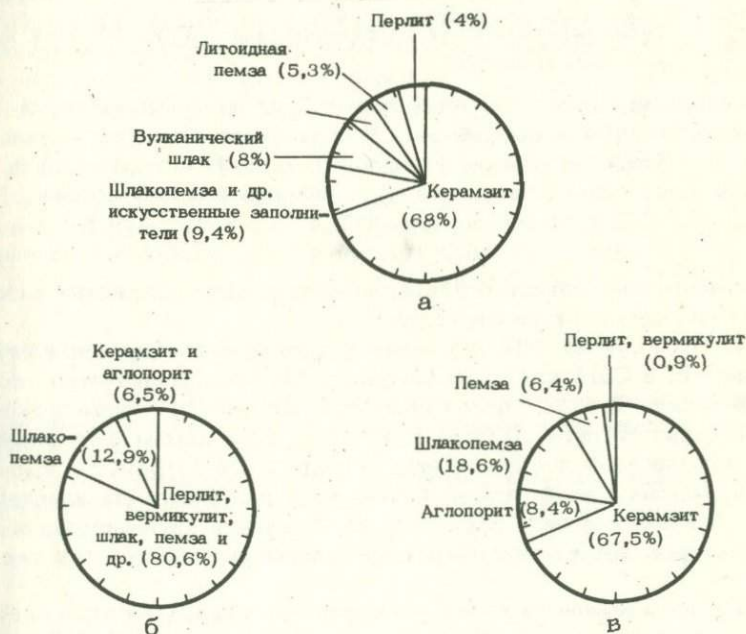
лок, составляют примерно 4,4 млрд.м³ (Наседкин, 1974). Из этого количества на долю Арм.ССР приходится около 45%, РСФСР (главным образом Камчатская обл.) 35%, Казахской ССР - 10%, Грузинской, Азербайджанской, Узбекской и Молдавской Республик - остальные 10%.

В США крупные месторождения шлака расположены в штатах Нью Мексико, Аризона, Калифорния.

Наиболее интересны в промышленном отношении вулканические шлаки с объемной массой 400-600 кг/м³. Подобные разновидности шлака известны на Кармрашенском месторождении (Арм.ССР) и на южной окраине вулкана Толбачик (Камчатка).

ПРИМЕНЕНИЕ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

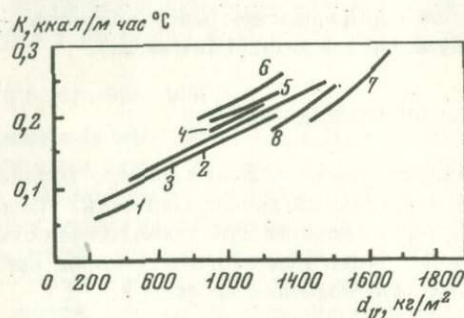
Как уже было упомянуто, пемзы и шлаки широко используются в различных областях современной промышленности. Однако основное применение они имеют в строительной промышленности как заполнители легких бетонов. Место вулканогенных пород среди других видов легких заполнителей показано на фиг. 2.



Фиг. 2. Производство пористых заполнителей в СССР (а) и США (б, в)

а - за 100% принято производство 1970 г., 18,5 млн. м³; б - 1947 г., 5,6 млн. м³; в - 1968 г., 11,8 млн. т

Из фиг. 3 видно, что из пемзы и шлака могут быть получены бетоны различных марок: теплоизоляционные, конструктивно-теплоизоляционные и конструктивные. Теплоизоляционные бетоны применяют для сооружения утепляющего слоя многослойных панелей наружных стен, покрытий и другого рода конструкций. Из конструктивно-теплоизоляционного бетона изготавливают панели наружных стен, из конструктивных — панели внутренних стен и перекрытий.



Фиг. 3. Физико-техническая характеристика легких бетонов на основе природных заполнителей

1 — бетон на основе термовермикулита, 2 — перлитобетон, 3 — керамзитобетон, 4 — пемзобетон, 5 — шунгизитобетон, 6 — шлакобетон, 7 — бетон на основе литондной пемзы, 8 — туфобетон, K — коэффициент теплопроводности, d_v — объемная масса бетона

Высокопрочный легкий бетон применяется для сооружения различного рода несущих конструкций.

В СССР около 80% добываемого шлака используется в строительстве, в США как заполнитель в бетоны используется всего 30% шлака. В СССР около половины получаемой пемзы применяется в строительстве. В США в 1957 г. 60% пемзы и пумицита было использовано для строительных целей, а в 1969 г. — примерно 50%. Пемза в этой стране применяется для получения конструктивных бетонов и в виде песка для изготовления звукопроницаемой штукатурки. Ее так же применяют в виде рыхлой засыпки как утеплитель.

Вулканический шлак так же широко используется для сооружения шоссежных и железнодорожных насыпей. В СССР для этой цели используют примерно 20% общей добычи, в США — 70%, в том числе 56% для шоссежных дорог и 14% как железнодорожный балласт.

Из вулканических шлаков получают главным образом конструктивные (щебень с объемным весом 700–800 кг/м³ и песок с насыпным объемным весом 950–1300 кг/м³) и конструктивно-теплоизоляционные (щебень с объемным весом 500–600 кг/м³ и песок

750–800 кг/м³) бетоны. Из особо легких шлаков Кармрашенского месторождения могут быть получены теплоизоляционные бетоны. На основе шлаков получены так же жаростойкие бетоны, выдерживающие температуру до 1000°. Шлаки широко применяются в Арм.ССР как заполнитель в бетоны при гидротехническом строительстве. Кроме того, вулканический шлак может использоваться для получения глазурей и в качестве материала для технических фильтров.

Пемза, кроме строительной промышленности, широко используется в качестве абразива в дерево- и металлообрабатывающей промышленности, в кожевенном деле, для шлифовки и полировки мрамора, кости, литографского камня. В химической промышленности пемза употребляется для изготовления фильтров и сушильных аппаратов, а так же как инертная масса для различного рода катализаторов. В нефтяной и пищевой промышленности пемзу используют для очистки нефтепродуктов и масел. Добавление пемзы к нитроглицериновым взрывчатым веществам повышает их чувствительность к детонации. Низшие сорта пемзы употребляются для изготовления стекла. Пемзу можно так же использовать для получения дешевых глазурей.

Применение природных пористых заполнителей в ряде случаев экономически выгодно даже в местах, расположенных на значительных расстояниях от источника сырья.

Себестоимость 1 м³ франко-вагон (станция отправления) шлака на Кармрашенском комбинате легких заполнителей составляет 0,5 руб., пемзы на предприятиях Анипемза – 0,66 руб.

Стоимость этих материалов с учетом транспортных расходов (данные НИИКС, г.Ереван) в Тбилиси составляет 1,07–2,92 руб., в Ростове 2,64–3,15 руб., в Москве 4,36–6,89 руб.

Литература

- Наседкин В.В. Методические указания на производство геологоразведочных работ на вулканогенные породы как пористые заполнители для легких бетонов. Изд-во "Наука", 1974.
- Петров В.П. Пемза и шлак, их практическое значение и генезис. – В сб.: "Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР". Изд-во "Наука", 1963.
- Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. Изд-во "Наука", 1968.
- Устиев Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. – Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961.
- Ширинян К.Г. Закономерности образования пемзовых месторождений Армении и характеристика их генетических типов. – В сб.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ И ПЕМЗ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Условия образования. Месторождения шлака и пемзы Армении генетически связаны с новейшими (плио-плейстоценовыми) вулканическими проявлениями.

Вулканические образования этого времени покрывают значительную часть территории страны, орография которой во многом обусловлена интенсивным вулканизмом, имевшим место в позднеорогенном этапе развития альпийской складчатости.

При большом разнообразии типов новейших (плио-плейстоценовых) вулканических проявлений, шлаково-пемзовые образования отчетливо связаны с ареальным типом вулканической деятельности в Армении, рассмотренном довольно подробно Заварицким (1945); Карапетяном (1964) и Шириняном (1967, 1970).

Основным условием ареального вулканизма является образование вторичного близповерхностного очага, общего для группы моногенных вулканических центров, представленных как жерловыми, так и небольшими трещинными извержениями. Обычно — это десятки и сотни эксплозивных, эффузивных и эксплозивно-лавовых центров моногенного типа. Наиболее распространены шлаковые и шлаковолавовые конусы, центральные и трещинные извержения пемзы.

В общем объеме вулканитов ареальных эксплозивных извержений значительное место занимают шлаковые образования, роль пемзовых образований ограничена. Явление это не случайное, а вполне закономерное, если принимать во внимание что, во-первых, пемзовый вулканизм проявляется в ассоциации со среднекислыми андезит-дацитовыми вулканитами, имеющими сравнительно ограниченное площадное распространение и, во-вторых, что благоприятные условия тектогенеза и высокая газонасыщенность кислых магматических расплавов порождали трещинные эксплозивные извержения, характеризующиеся "переливанием" из трещин раскаленных туч отложившихся в виде сваренных пелловых туфов (Ширинян, 1961). Этот вывод подтверждается тесной ассоциацией пемзовых и туфовых отложений, вплоть до случаев взаимных переходов, и принадлежностью их к одной и той же формационной группе вулканитов.

Эксплозивный вулканизм не является единственно возможным процессом образования шлаков и пемзы. Последние связаны также и с эффузивной вулканической активностью. Однако объем шлаковых образований, связанных с эффузивной активностью, настолько ограничен, что практического значения иметь не может. Исключение мо-

гут составлять шлаковые агломеративные потоки, которые встречаются очень редко. В большинстве случаев шлаки образуются на поверхности лавовых потоков в виде корки пузыристых и пористых разновидностей. Кроме незначительных объемов, для шлаков этого типа характерны и неудовлетворительные физико-механические свойства.

В отличие от шлаков, промышленные месторождения пемзы одинаково хорошо представлены как в эксплозивных, так и в эффузивных фациях. Выражены они агломеративными потоками, иногда в ассоциации с отложениями раскаленных туч. Известны и месторождения, связанные с лавовыми потоками. В таких случаях они представляют собой образования *in situ*, т.е. коренные продукты постэруптивных превращений лавовых потоков. (Лебедев, 1931, Ширинян, 1963, 1969, 1971).

Закономерности пространственного размещения. Новейшая вулканическая область Армении по характерным ассоциациям пород и другим особенностям вулканизма, подразделяется на две главные области, или зоны — Западную и Восточную (Ширинян, 1969, 1970). Западная зона вулканизма расположена в пределах так называемого Транскавказского пояса поперечного поднятия и имеет меридиональное простирание. Восточная зона расположена в пределах Анкавано-Зангезурской антиклинальной структуры и простирается с северо-востока на юго-запад.

Для Западной зоны характерна андезит-дацитовая ассоциация вулканитов, с которой генетически и пространственно связаны месторождения пемзы. Подавляющее большинство промышленных месторождений пемзы сконцентрированы на этой территории. Известные в Восточной зоне вулканизма небольшие проявления пемзы, связанные с андезито-базальт-андезитовыми вулканитами, практического значения не имеют.

Эксплозивный шлаковый вулканизм характеризуется проявлениями вулканитов андезито-базальт-андезитового и в меньшей мере базальтового составов, которые встречаются на территории Западной и Восточной зон.

Преобладающая часть шлаковых месторождений Армении представлена эксплозивной фацией андезито-базальт-андезитовых вулканитов. Базальтовые шлаки пользуются гораздо меньшим распространением.

В Восточной зоне вулканизма, из более чем 200 шлаковых конусов к базальтовым относятся 25. Из них в районе Гегамского нагорья сконцентрировано — 12 (данные К.И. Карапетяна), на Сюникском нагорье — 7 и в Кафанском районе — 6. В первых двух районах базальтовый шлаковый вулканизм проявляется в ассоциации с андезито-базальт-андезитовыми вулканитами, а в Кафанском районе базальтовый вулканизм и его эксплозивная шлаковая фация проявляются самостоятельно.

В Западной зоне, куда входят Арагацкий и Кечутский вулканические нагорья, базальтовые шлаковые эксплозии не известны, так как базальтовый вулканизм проявляется в виде сквозных излияний

из первичных подкоровых очагов. Извержения приурочиваются к региональным трещинам глубинного заложения. Центральные извержения базальтов в этой области не известны.

По причине связи с относительно изолированными периферическими очагами, центры шлаковых эксплозий располагаются отдельными группами. В зависимости от типа локальных магмоподводящих структур, они располагаются линейно (Гегамское, Кечутское, Сюникское нагорье и т.д.), или кустообразно, когда каналы разбросанных по небольшому радиусу отдельных центров сливаются на некоторой глубине в едином очаге. Известны и относительно изолированные очаги (Шарайлер, Далик Маштоцасар, Норадузский, Пилир и т.д.).

Месторождения шлаков, представленные вулканическими шлаковыми конусами, располагаются на самых различных гипсометрических уровнях, начиная от водоразделов вулканических нагорий (3000–3500 м) и кончая отметками, характерными для обрамляющих равнин (1300–900 м). Наиболее удобно и доступно для эксплуатации расположены шлаковые месторождения Арагатской равнины, Егвардского плато (юго-восточный склон Арагацкого нагорья), Ераблурского плато (Сюникское нагорье), Лчашенской группы (северо-западная часть Гегамского нагорья), Котайкского плато и Кафанского района.

Наблюдается определенная асимметрия в распределении вулканических шлаковых конусов в пределах тех блоковых структур, к которым они пространственно приурочены. Так, например, на Гегамском нагорье все вулканические центры, в том числе и шлаковые конусы, располагаются по склону, обращенному к оз. Севан. На противоположном склоне нагорья они не известны. На Сюникском нагорье наблюдается та же картина асимметричного распределения центров, но в отличие от Гегамского нагорья, все вулканические конусы, в том числе и шлаковые, расположены на юго-западном склоне нагорья. Для Арагацкого нагорья характерно отсутствие вулканических шлаковых конусов на северо-восточных склонах.

Асимметричность расположения вулканических центров дает нам основание предполагать, что направление падения главного магмоподводящего канала на Гегамском нагорье было северо-восточным, а на Сюникском и Арагацком нагорьях – юго-западным (Ширинян, 1970).

В Восточной зоне вулканические шлаковые центры, как и все другие вулканические аппараты располагаются согласно с простиранением геологических структур и разрывных нарушений северо-западного направления, а в пределах Западной зоны – меридионального. Некоторая часть вулканических центров располагается по трещинам, оперяющим главные нарушения.

Особенности строения месторождений. Месторождения шлака. Месторождения вулканических шлаков Армении представлены многочисленными эксплозивными аккумулятивными конусами, сложенными, главным образом, рыхлым насыпным материалом.

Различают два основных морфологических типа вулканических конусов — конусы с усеченной вершиной и правильные конусы. Конусы с усеченной вершиной, как правило, имеют кратерное углубление, иногда с небольшим озером. Форма кратера обычно воронкообразная, диаметр 500–600 м, глубина 50–60 м.

Наряду с кольцевыми замкнутыми кратерами, известны и подковообразные кратеры, открытые в ту или иную сторону.

С многими шлаковыми конусами связаны лавовые потоки. Преобладающая часть лавовых излияний происходит из-под основания шлаковых конусов, но известны также вершинные и латеральные прорывы лавовыми потоками.

Таким образом, уже это обстоятельство дает нам основание подразделить шлаковые вулканические центры на чисто эксплозивные (шлаковые) и эксплозивно-лавовые (шлаково-лавовые) типы. Типичными представителями шлаково-лавовых конусов являются так называемые вулканы Гегамского типа (Карапетян, 1962). Для них характерны чередования эксплозивных извержений с периодическими подъемами уровня лавы в канале и ее переливанием через край кратера.

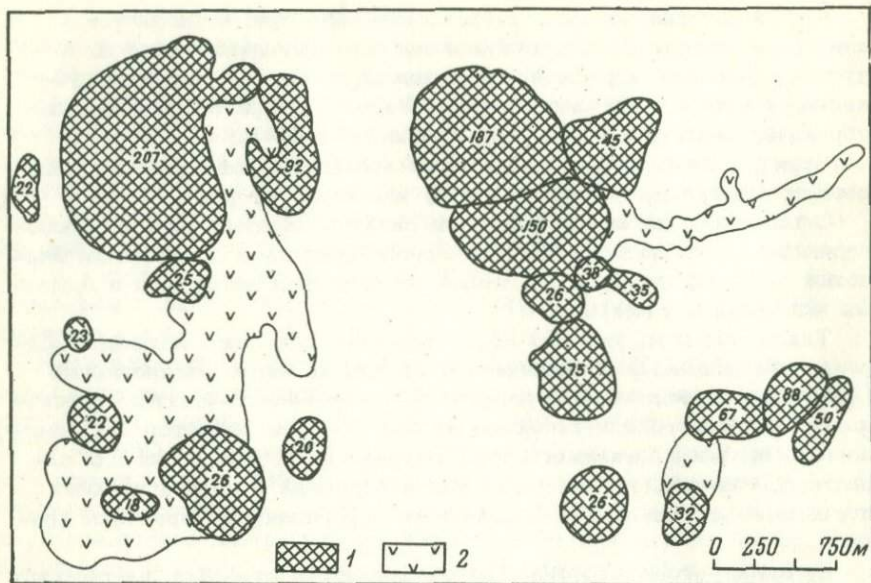
Вулканы Гегамского типа по особенностям строения напоминают стратовулканы, отличаясь небольшими размерами и относительно кратковременной моногенной активностью. Мощность лавовых слоев, разделяющих шлаки на вулканах Гегамского типа, составляет 2–3 м, иногда 6–8 м (Карапетян, 1962).

Размеры шлаковых и шлаково-лавовых конусов весьма различны. Наряду с конусами, достигающими 400–500 м относительной высоты, известны также щитовидные, или холмовидные конусы высотой 10–20 м. Диаметр окружности основания вулканических конусов варьирует еще в больших пределах — от 30 м до 3,5 км.

В случае многовыходного или многожерлового вулканизма, когда из одного и того же периферического очага магма выходит на поверхность не по одному, а по нескольким каналам, на небольшой площади, наблюдаются группы из расположенных в непосредственной близости друг от друга конусов, от крупных до сравнительно небольших (фиг.1).

Наиболее типичные примеры многовыходного (многожерлового) шлакового вулканизма можно видеть в Западной зоне вулканизма, в пределах Араратской котловины — Даштакарская, Ахлерская, Гreako, Егвардская и другие группы многовыходных вулканов. В каждой из указанных групп наблюдаются до десяти и более шлаковых вулканических конусов высотой от 15 до 200 м и от 125 до 1000 м в диаметре.

Все шлаковые конусы имеют слоистое строение. Количество слоев соответствует числу отдельных эксплозий, следовавших друг за другом с небольшими перерывами и отражает колебания интенсивности извержения (Петров, 1969). С последним обстоятельством связаны и наблюдаемые колебания мощности отдельных слоев, варьирующих от тонких прослоев толщиной в несколько сантиметров, до



Фиг. 1. Схема центров многовыходного (многожерлового) шлакового вулканизма на примере Даштакерского месторождения шлака (по Ю.Г. Гукасяну и К.Г. Шириняну)

1 - шлаковые конусы; 2 - лавовые потоки. Цифрами обозначены относительные высоты

слоев, мощности которых измеряются метрами. Обычными являются слои от 2-5 до 50 см и более.

В каждом из слоев наблюдается последовательное уменьшение размеров обломков шлакового материала снизу вверх. Такая отсортированность связана с своеобразной "дифференциацией" рыхлых выбросов в воздухе при свободном падении.

Гранулометрический состав шлаковых выбросов колеблется в больших пределах - от вулканического пепла и песка (0,01-2 мм) до глыбового вулканического агломерата (30-200 мм). Преобладают лапилли (2 мм - 3 см) и шлаки (более 3 см). Для шлаков базальтового состава характерен грубообломочный материал.

Кроме пористого шлакового материала, среди рыхлых отложений встречаются массивные угловатые обломки, представляющие собой куски корки, затвердевшие в вулканическом канале и выброшенные при взрыве. Встречаются также инородные обломки (хадалиты), количество которых весьма ограничено.

Эксплозивный материал очень часто выносятся за пределы вулканического конуса. Большой интерес, с точки зрения качества вулканического шлакового сырья, представляют залежи, слагающие бо-

ковые выносы вулканических шлаковых эксплозий, состоящие преимущественно из отсортированного песчано-пеплового и лапилливого материала.

Продукты шлаковых эксплозивных выбросов различаются также по форме обломков и по особенностям их строения. Крупные куски шлака обычно бесформенны, более мелкие обломки принимают округлые очертания. Среди обломков встречаются бомбы неправильной формы. Наиболее часты бомбы типа хлебной корки, которые особенно характерны для андезитовых шлаков, веретенообразные, лимоновидные. Размеры вулканических бомб неправильной формы самые различные — от 1–4 мм (Карапетян, 1958) до 1,5 м и более.

Насыпной материал большинства шлаковых конусов окислен, особенно в кратерной части вулкана и во внутренних близжерловых зонах.

Процесс окисления шлаков в благоприятных условиях протекает настолько интенсивно, что выделившееся тепло вызывает повышение температуры, плавление рыхлых выбросов и их перемещение по склонам вулканических конусов. Это явление хорошо выражено на шлаковом конусе Мусху (Арагацкая область). Такие вторичные потоки залегают пластообразно и имеют наклон, соответствующий наклону конуса. Мощность их достигает 1,5 м, протяженность 30–40 м. Микроструктура "шлаковых потоков" напоминает обломочную структуру спекшихся витрокластических туфов.

Со вторичным разогревом связан и широко распространенный на шлаковых конусах процесс аглютинизации шлаков. Аглютинизация является также следствием внедрения, или инъекции остаточных порций магматических расплавов в обломочную массу. В последнем случае, при большом напоре восходящих порций жидкой лавы, сваренный шлаковый агломерат выжимается на поверхность, а иногда и перемещается по склону вниз, в виде агломератовой шлаковой массы.

Крупные блоки шлакового агломерата образуются также спеканием обломков шлака, выпавших в достаточно горячем пластичном состоянии (Петров, 1969). Аглютинизация шлаков значительно снижает качество шлакового сырья и ограничивает возможность их применения.

Месторождения пемзы. Месторождения вулканической пемзы по условиям образования представлены тремя генетическими типами: эксплозивными выбросами, агломератовыми потоками и коренными продуктами постэрутивных изменений лавовых потоков (Ширинян, 1969).

Месторождения эксплозивного типа по особенностям строения имеют много общего с месторождениями шлаков. Известны случаи, когда шлак и пемза слагают корпус одного и того же вулканического конуса (Мусху, Кармрасар и др.). Такое явление связано с дифференциацией андезито-базальтовой магмы в очаге и обогащением ее летучими компонентами. Но масштабы проявления этих процессов ограничены, а месторождения практического интереса не представляют.



Промышленные скопления взрывчатой пемзы связаны с центральными взрывчато-лавовыми (пемзово-лавовыми) и трещинными вулканическими аппаратами.

Пемзовые конусы, связанные с месторождениями центрального типа, довольно редки. В Арм.ССР известны два месторождения — Иринд и Цахкасар. Для обоих вулканических центров характерно неоднократное чередование взрывчатых и эффузивных фаз активности. Продукты взрывчатой фазы представлены пемзовым агломератом, лапиллями, гравием. Эффузивная фаза отмечена излияниями андезитовидных дацитов.

Начало вулканической деятельности Цахкасара характеризуется взрывчатыми извержениями обломков пемзы и пемзового песка, ныне обнажающихся у северо-западного склона вулканической постройки. В последующем имеет место умеренная эффузивная фаза, которая сменяется новой наиболее продолжительной взрывчатой активностью. Образуется симметричный конус вулкана, сложенный из многочисленных слоев пемзового насыпного материала. В дальнейшем симметричность конуса нарушается тремя-четырьмя латеральными излияниями лавы. Деятельность вулкана завершается выжиманием столба брекчиевидной лавы.

Более сложное строение имеет пемзовое месторождение, связанное с деятельностью вулкана Иринд. В начале вулканической активности образовались два слоя белой кусковой пемзы, разделенные эффузией смоляно-черного дацита. Дальнейшая активность вулкана отмечена двумя последовательно излившимися потоками. Потоки имеют зональное строение: основание потока представлено промышленным слоем желтой пемзы, средняя часть — смоляно-черными гиадокластитам, а верхняя — первичным серым андезитовидным дацитом. Наблюдается постепенный переход, снизу вверх, от одной зоны потока к другой.

Образование коренного слоя пемзы в основании лавового потока впервые описано П.И. Лебедевым (1931). Вопрос этот в дальнейшем детально рассмотрен и нами (Ширинян, 1963, 1969, 1970), в связи с чем на описании строения этого генетического типа месторождения пемзы мы не останавливаемся.

Активность вулкана Иринд в дальнейшем отмечена новой, наиболее мощной эффузивной фазой дацитовых излияний. За главной эффузивной фазой последовала новая взрывчатая фаза, что выражено многочисленными актами выброса рыхлого пемзового материала. В результате этой фазы образовался центральный насыпной конус вулкана высотой 70–80 м, сложенный из мелкообломочного насыпного материала.

Активность вулкана Иринд также завершается выжиманием жерловой пробки, состоящей из брекчиевидного андезито-дацита и пемзовидного агломерата лавы того же состава. Высота сохранившейся от разрушения части жерловой пробки вулкана составляет 30 м.

Суммируя вышеизложенное мы можем отметить, что главной особенностью строения эффузивно-взрывчатых месторождений пемзы

является неоднократная смена пемзовых выбросов лавовыми потоками.

Эксплозивные месторождения пемзы представлены не только центральными, но и трещинными извержениями. Последние известны в Анийском, Ахурянском, Апаранском, Мараликском районах. Они залегают в виде слабо выпуклого свода с небольшим наклоном пластов ($10-15^{\circ}$), с отчетливо выраженной слоистостью. Слоистость является следствием чередования многократных взрывов различной интенсивности.

Суммарная мощность пластов небольшая — до 5 м. В выбросах преобладает мелкообломочный песчано-пепловый материал. Характерной особенностью является также почти полное отсутствие постоянных включений.

Агломератовые пемзовые потоки в Армении связаны с трещинными извержениями и представляют наиболее крупные месторождения пемзы (Ширинян, 1963). Образование агломератовых потоков связано с процессом прогрессирующего увеличения объема восходящих по трещинам газонасыщенных расплавов, с их переохлаждением и дроблением под воздействием высвобождающихся из расплава газов. Процесс дробления, начавшийся еще в вулканическом канале, продолжается и в постэруптивную стадию, вплоть до полной остановки движущегося потока и его остывания.

Образование агломератовых потоков можно рассматривать как промежуточное явление между взрывными и эффузивными явлениями. Согласно с условием образования, пемза агломератовых потоков по объемному весу и крупности кусков занимает среднее положение между взрывными (наиболее легкими и мелкообломочными) и эффузивными — коренными (наиболее массивными и крупнообломочными) телами (Ширинян, 1969). Для агломератовых потоков характерно хаотическое нагромождение смеси обломков, состоящих из вулканических глыб, бомб, лапиллей, гравия и песка. Преобладает крупнообломочная фракция.

Из агломератовых потоков пемзы наибольший интерес представляет поток района Ани-Пемза, он достигает тридцатиметровой мощности. Верхняя его часть сложена спекшимися пемзовыми туфами. Последние залегают на слое пепла, в котором в беспорядке расположены более крупные обломки (от лапилли до глыб) пемзовой массы. Переход от нижней рыхлой агломератовой массы к верхней части туфового пласта (мощность 5–6 м) постепенный.

Агломератовый поток Ани-Пемза по строению и составу напоминает раскаленные лавины вулкана Суфриер (о. Сан-Винсен) 1902 г. (Anderson T., Flett J., 1908).

Извержения агломератовых потоков имеют трещинный характер, а отложения занимают обширные поля. Кроме района Ани-Пемза, они известны также в районе с. Харьков, Маралик, Пемзашен.

Химические особенности и качество сырья. Химические особенности и физико-механические характеристики армянских шлаков и пемз рассмотрены в ряде работ (Тараян, 1949, Захарян, 1967, Микае-

ляя, 1969, Оганесян и Саакян, 1969, Ширинян, 1969). В связи с этим, мы остановимся лишь на некоторых общих, ранее не рассмотренных закономерностях этого вопроса.

По условиям образования как шлаки, так и пемзы являются породами с непостоянными физико-механическими свойствами. Непостоянство физико-механических свойств пемзово-шлаковых образований обусловлено колебаниями температуры, газонасыщенности, вязкости и состава тех расплавов, из которых они образовались. Главным фактором, предопределяющим физические, а следовательно, и механические, особенности шлаков, является их химический состав.

Коэффициент explosивности и способность к вспучиванию кислых расплавов намного превышает основные. Лавы основного состава жидкоплавки и почти полностью освобождаются от главной массы содержащихся в них летучих компонентов. Даже при explosивных процессах в выброшенных в воздух кусках и брызгах лавы задерживается лишь незначительная часть летучих компонентов. В кислых расплавах, наоборот, задерживается значительно большее количество газов не только при explosивных, но и при эффузивных актах вулканизма. Таким образом, химический состав, определяющий вязкость расплава, является важным признаком оценки качества пемзово-шлакового сырья.

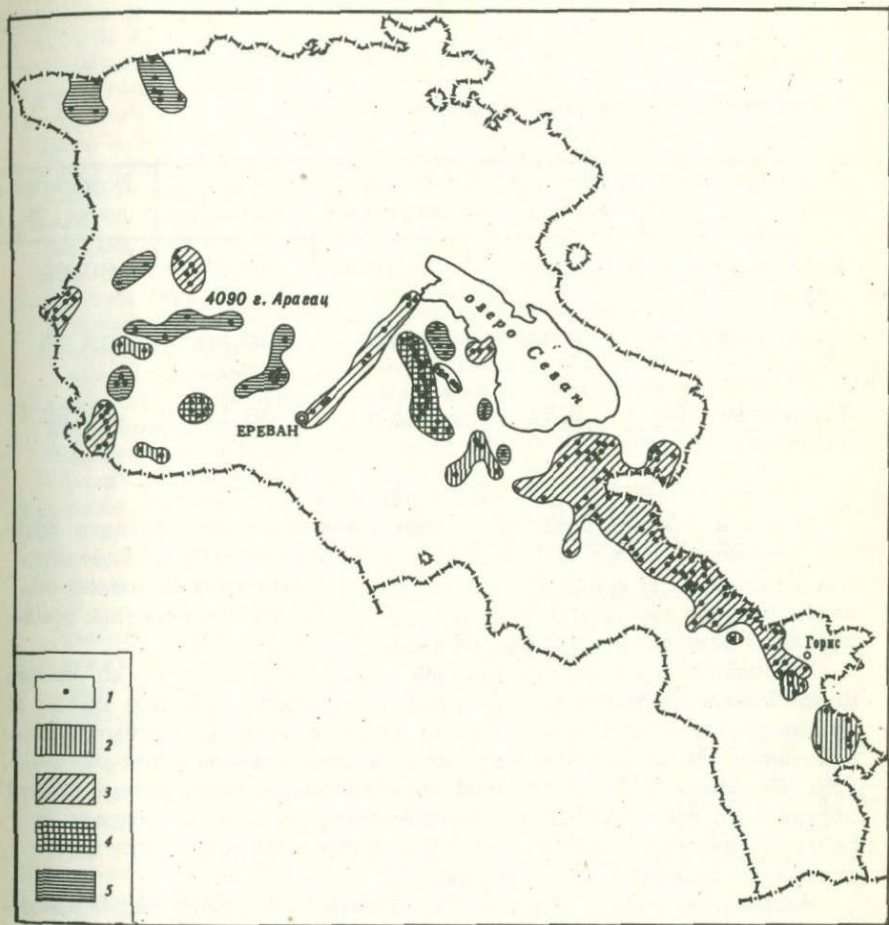
По химическому составу шлаки Армении подразделяются на базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые. В базальтовых шлаках Армении содержание кремнекислоты варьирует в среднем от 44,30% (Кафанский район) до 50,0% (Гегамское нагорье). Промежуточное положение занимают базальтовые шлаки Сюникского нагорья (48,60% SiO_2). В андезито-базальтовых шлаках Армении содержание SiO_2 меняется от 51 до 56,0%, а в андезитах от 57 до 61%.

Вариации некоторых физических свойств шлакового сырья в соответствии с изменением кислотности пород показаны в табл.1.

Таблица 1

Зависимость физических свойств шлаков от петрографического состава

Петрографические типы	Содержание SiO_2 , %	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %
Базальтовый	44,3-50	2,75-2,95	0,85-1,1	20-40
Андезито-базальтовый	51-56	2,65-2,75	0,60-0,85	40-60
Андезитовый	57-61	2,55-2,65	0,40-0,70	50-75



Фиг. 2. Схематическая карта месторождений вулканических шлаков Армении (составил К.Г. Ширинян по материалам К.И. Карапетяна, Э.Х. Харазяна и личных исследований).

1 - конус, 2 - базальтовый шлак, 3 - андезито-базальтовый шлак с примесью пород андезитового состава, 4 - андезито-базальтовый и андезитовый, 5 - андезитовый

Химический состав шлаков непостоянен и изменяется в пространстве. В каждом из петрографических типов, от базальта до андезита включительно, с северо-запада на юго-восток происходит постепенный переход от шлаков с повышенной кремнеземистостью к шлакам с пониженной кремнеземистостью, с одновременным повышением щелочности (фиг. 2).

Таблица 2

Физические свойства пемз Армении

Генетический тип	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес, г/см ³	Пористость, %	Водопоглощение, %
Эксплозивные выбросы	2,49	0,35	40,25	80,50
Агломератовые потоки	2,35	0,49	30,80	63,20
Эффузивные образования	2,36	1,16	30,10	26,50

В том же направлении происходит постепенное возрастание объемов андезито-базальтовых шлаков, вплоть до появления базальтовых разностей. В крайней, юго-восточной части вулканической области базальтовые шлаки вместе с потоками того же состава представляют единственный формационный тип вулканитов.

Химический состав пемз Армении варьирует от андезита до риодацита. Выявление зависимости между химическим составом пемзы и ее физическими свойствами весьма сложная задача. Например, explosive пемзы андезитового состава всегда отличаются меньшим объемным весом и большей пористостью, чем дацитовые пемзы эффузивного происхождения, следовательно, постановка вопроса о связи физических свойств и химизма применима только для однотипных по генезису месторождений.

Необходимо учесть и то, что к качеству пемзового сырья предъявляются также и такие дополнительные требования, как цвет, размер кусков, количество кристаллов в стекловатом базисе и т. д. Explosive пемза как наиболее вспученный продукт магматических расплавов обладает наибольшей пористостью и наименьшим объемным весом. Обломки, как правило, имеют небольшой размер по сравнению с пемзами агломератовых и эффузивных потоков.

В табл. 2 приведена характеристика физических свойств пемз различных генетических типов.

Приведенные данные не только характеризуют свойства пемз различных генетических типов, но и свидетельствуют о их зависимости от условий образования.

Литература

- Заварицкий А.Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1945.
Захарян Г.И. Вулканические шлаки. — "Геология Армянской ССР", т. 7, 1966.

- Карапетян К.И. Вулкан Далик. Изв. Арм.ССР, серия геол. геогр. наук, т. 7, № 4, 1959.
- Карапетян К.И. О новом Гегамском типе вулканов. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1967.
- Карапетян К.И. Некоторые особенности ареального вулканизма (на англ. яз.) - Бюлл. Вулканологии, т. 27, Неаполь, 1964.
- Лебедев П.И. Вулкан Алагез и его лавы. "Алагез потухший вулкан Армянского нагорья", т. 1. Изд-во АН СССР, 1931.
- Микаелян А.Т. О физико-механических свойствах вулканических шлаков. "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Ованесян М.Д., Саакян В.О. Генетические особенности месторождений вулканических шлаков Армении, методика их разведки, опробования и перспективы применения. - В кн.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Петров В.П. Закономерности формирования и размещения вулканических стекол и близких к ним пород на территории СССР и за рубежом. - В кн.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Ширинян К.Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван, 1961.
- Ширинян К.Г. Гиолокластиты и условия их образования в Армении. - Труды Лабор. палеовулканологии (Казахск. научно-исследов. ин-т мин. сырья), вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Ширинян К.Г. О возможных глубинных условиях ареального вулканизма Армении. - Изв. АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 5-6, 1967.
- Ширинян К.Г. Закономерности образования пемзовых месторождений Армении и характеристика их генетических типов. - В кн.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Ширинян К.Г. Структурный контроль петрографических и минералогических особенностей новейших вулканических комплексов Армении. - В кн.: "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне". Изд-во Львовского ун-та, 1969.
- Ширинян К.Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. - "Геология Армянской ССР", т. 4, 1970.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕМЗ И ШЛАКОВ
(НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)

Пемза и шлак представляют собой грубообломочные пористые пирокластические образования. Это определяет и применение их главным образом в строительной индустрии для изготовления легких тепло- и звукоизоляционных бетонов. В значительно меньших количествах пемзу применяют в качестве шлифующего вещества для мягких материалов (дерева, кожи и др.), если в ней отсутствуют порфиновые выделения минералов; в качестве гидравлической добавки; в сельском хозяйстве для улучшения структуры почв; в качестве катализатора, адсорбента и т.д. Шлаки с успехом применяются в качестве гидравлической добавки в цемент, причем добавка до 30% молотого шлака (туфа) в цемент не снижает качество цемента, но делает его устойчивым против агрессивных вод. Кроме того, шлаки и пемзы могут применяться для изготовления известково-пуццолановых цементов.

Вместе с тем пемза и шлак резко отличаются составом. Пемзы обычно имеют липаритовый и дацитовый состав, а шлаки — базальтовый андезито-базальтовый. Главная масса пемз образуется в результате катастрофических извержений катмайского и плинианского типов, в то время как шлаки образуются при извержениях преимущественно стромболианского и редко катмайского.

Главное качество пемзы и шлака — пористость. Чем большая пористость (и при этом с замкнутыми породами), тем качество этих продуктов выше. Объемный вес пемз колеблется от 0,3 до 0,9, а шлаков — обычно от 0,6 до 1,7. Пористость обуславливается газонасыщенностью магмы, главным образом водяным паром. Как основной, так и кислой магме свойственна газонасыщенность. Однако поскольку в вулканах, дающих кислые вулканиты, пемзы образуются только при катастрофических извержениях, это позволяет сделать вывод, что при извержениях вязких кислых продуктов для образования пемз магма должна быть более газонасыщена. Шлаки, наоборот, образуются на вулканах, дающих наиболее жидкие продукты. Интересно отметить, что расплавы среднего состава по кислотности очень редко дают пемзы или шлаки. Можно считать уникальными армянские туфолавы на склонах Арагаца, имеющие состав, близкий к среднему. Здесь весьма сильно газонасыщенная, пенная лава захватила такие же пористые обломки, вероятно, во время прорыва вулканической постройки, сложенной шлаком.

Образование пористости пород обуславливается расширением растворенных газов в магме при падении давления во время подъема расплава к поверхности. Причем для образования пемз давление растворенных газов должно быть настолько сильным, чтобы оно могло вспучить расплав, но вместе с тем не таким сильным, чтобы газы дробили обломки лавы в пепел.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕМЗЫ

В основу выделения генетических типов месторождений пемз положены преимущественно материалы наших исследований пемз Камчатки — группы месторождений Курильского озера, Авачинского, Жупановского и других, а также пемзы о-ва Кунашир (Курильские о-ва). Кроме того, учтен опыт изучения месторождений пемз Армении, а также литературные данные по ряду зарубежных вулканических областей. Нами выделено девять генетических типов месторождений пемзы.

1. Литоидный, представляющий вспученные лавовые верхние части потоков обсидиана в период излияния.
2. Постэруптивное вспучивание нижних частей дацитовых лавовых потоков.
3. Автохтонный — пемзовая тефра, главным образом плинианских извержений.
4. Пемзовых пирокластических потоков, обусловленных проявлением извержений катмайско-безымянного типа.
5. Грязевых потоков, образующихся вследствие насыщения пирокластических потоков водой кратерных озер или плавленых льдов.
6. Колловиальные скопления пемз за счет переноса пемзовой тефры.
7. Проловиальные месторождения подножий вулканов.
8. Аллювиальные отложения.
9. Озерные отложения (см. таблицу).

Литоидные пемзы. Обычно они слагают верхние части лавовых потоков. На Камчатке они отмечены на Налычевском месторождении перлита и в некоторых других пунктах. Наиболее хорошо изучены литоидные пемзы в 65 км на север от г. Ереван у с. Сухой Фонтан (Петров, 1957, 1961). Здесь липаритовый лавовый поток в верхней части переходит в литоидную пемзу с субпараллельным расположением вытянутых пор диаметром 0,01–0,1 мм и длиной 2–3 мм. Количество пор около 50%. Контакт обсидиана с пемзой неровный. Плотный обсидиан как бы вдается в пемзу в виде 'конских хвостов'. Литоидные пемзы в Армении к северу от Еревана разведывались, но они обладают большим объемным весом. Фонтанское месторождение — 1710 кг/м³, запасы — 11,4 млн. м³; Лусаванское — 1890 кг/м³, запасы — 25 млн. м³; Джраберское — 1420 кг/м³, запасы — 8,6 млн. м³, мощности — более 20 м. Мощность пемзы на Гомушском месторождении, например, более 27 м.

Генетические типы месторождений пемза

Генетический тип	Способ образования	Условия залегания	Характерные признаки	Перспективность	Месторождение
Литоидный	Вспученные кислые стекла лавовых потоков	Верхние части лавовых потоков и экструзий до мощности 20 м	Залегание в виде лавового потока или кулола. Постепенный переход обсидианов в литоидную пемзу с неровными контактами	Первые десятки млн.м ³ , пемза из-за большого объема веса низкого качества	Армения: Фонтанское, Лусаванское, Джраберское
Поствулканическое вспучивание кислых стекол	Постэруптивное вспучивание нижней части лавового потока при излиянии на влажную поверхность	Нижние части лавовых потоков кислых стекол с переходом в гиа-локластиты	Залегание в виде лавового потока; в нижней части литоидная пемза, выше гиа-локластит. Верхняя часть - лава кислого состава	Редкое образование запаса. Ограничена	В районе вулкана Бергло возле Верин Талин (Армения)
Автохтонный	Пемзовая тефра накапливающаяся вблизи центров извержения	Пирокластический чехол или пемзовый конус	Нагромождение обломочного материала неслоисто в пределах прослоев, в нижней части слоя более крупный и тяжелый материал. Угловатые обломки пемзы с рваными краями	Качество пемзы высокое. Среднее и крупные месторождения	Ходутка (Камчатка), вулканы Цихкасар, Иринд, Мусху (Армения)

Пирокластический поток	Пемзовые пирокластические потоки, обусловленные извержением Катмайско-Безымянного типа	Обширные горизонты, нивелирующие рельеф мощностью от нескольких метров до нескольких десятков м	Округлость обломочного материала, спекание и следы вторичных фумарол, наличие примеси чуждого материала, отсутствие сортировки и слоистости в пределах слоев	Наиболее крупные месторождения Мира и Советского Союза с миллиардами запасами	Жупановское, Южно-Курильское и ряд месторождений Озерновской группы; в Армении — Анииское
Грязевой поток	Грязевой поток при условии насыщения водой пирокластических потоков	Обширные горизонты приуроченные к долинам рек, мощностью от нескольких метров до десятков метров	Материал аналогичен материалу пирокластических потоков, кроме того, в нем сильна уплотненность наполнителя, наличие терригенного материала и отсутствие спекания и следов вторичных фумарол	Могут образовывать такие же мощные толщи как пирокластические потоки	Озерновское (Кутхины Баты), Сыпучка по р. Хакация
Коллювиальный	Скопление у подножий склонов и в складках местности	Пластообразные и линзообразные тела	Грубослоистые толщи, со слабой обработкой обломков и примесью терригенного материала	Как правило, небольшие месторождения	Множество скоплений на юге Камчатки

Таблица (окончание)

Генетический тип	Способ образования	Условия залегания	Характерные признаки	Перспективность	Месторождение
Проловиальный	Стратифицированные слоистые толщи пемзы на склонах вулкана	Пластообразные горизонты мощностью от первых метров до первых десятков м	Залегание в виде грубо- или тонкослоистых пластов с полуокатанными обломками	Небольшие месторождения местного значения	Небольшие скопления пемзы в пойме р. Озерной за счет размыва Озерновских месторождений
Аллювиальный	Аллювиальные отложения переотложенной пемзы	Пласты и линзы пемзы среди аллювиальных отложений	Слоистые горизонты пемзы. Обломки пемзы хорошо окатаны с отполированной поверхностью, в наполнителе присутствует аллювиальный материал	Незначительные месторождения или скопления пемзы	Авачинское, у подножья вулкана Авача
Озерные отложения	Скопление пемзы по берегам озер	Пластообразные тела	Окатанные и отполированные обломки пемзы с примесью терригенного материала. Характерна слоистость и сортировка материала	Незначительные месторождения или скопления пемзы	Скопления мелкой пемзы в северо-западной части оз. Курильского

Как видно из приведенных данных, литоидные пемзы хотя и образуют крупные месторождения, но качество их низкое.

Постэруптивное вспучивание дацитовых лав. Генетический тип исключительно редкий и изучен пока только в Армении в районе вулкана Берглю (район с. Верин Талин). Здесь пемзовый материал образуется за счет вспучивания нижней части лавовых потоков. В основании лавового потока в результате гидратации раскаленного обсидианового потока происходит вспучивание его нижней части и переход в пемзу. Выше образуется зона брекчированных гиалокластитов, и в верхней части залегает нормальная дацитовая лава. На гидратацию лавы указывает содержание в породе воды: в неизменной части лавового потока — 0,5%; в гиалокластитах — 2% и в пемзах — 5–6% (Ширинян, 1969).

Автохтонные скопления пемзы. Они пользуются широким распространением на юге Камчатки. Плинианское извержение вулкана Ксудач дало большое количество пемзы, выпавшей слоем до 15 см в северном направлении от вулкана. Более ранние, видимо, доисторические извержения вулканов юга Камчатки и, в частности, Опалы, и центров эрупции в районе Курильского озера, вероятно, в пределах Дикого Гребня также дали большое количество автохтонной пемзы. Мощностъ залежей невелика, измеряется десятками сантиметров, но площади огромны. Промышленное значение имеет Ходуткинское месторождение, образованное в 1907 г. плинианским извержением вулкана Ксудач. В районе р. Озерной так называемая хребтовая пемза (по данным Н.И. Лазаренко) имеет промышленное значение. Для этого типа пемз характерны: дифференциация материала по крупности и по удельному весу в пределах каждого прослоя; неправильная, рваная форма обломков; примесь обломков пород фундамента вулкана; отсутствие окатанности и полировки поверхности обломков.

В Армении вулканы Цихкасар, Иринд и Муску сложены слоистым автохтонным пемзовым материалом дацитового состава (Ширинян, 1969). Видимо, к этому типу близок и вулкан Пелато на о-ве Липари в Италии (Петров, 1963).

Пемзовые пирокластические потоки. Извержения катмайско-безымянного типа дают колоссальные количества пемзового материала в виде пирокластических потоков. Они широко распространены на Камчатке, Курильских о-вах, в Армении и за рубежом и образуют наиболее крупные месторождения.

Для всех пемзовых пирокластических потоков характерны следующие признаки: 1) образуются в результате извержений близких катмайско-безымянному; 2) сильная газонасыщенность извергающегося раскаленного обломочного материала, образующего газово-обломочную суспензию; 3) движение пирокластических потоков по пониженным частям рельефа и нивелировка поверхностей с образованием иногда ровной, слабонаклонной поверхности, при наличии достаточного количества пирокластического материала (Катмая, Безымянный); 4) отсутствие сортировки обломочного материала и сло-

истости в разрезах пирокластических потоков; 5) возможность вторичного перегрева, в результате чего в одних случаях происходит полное сваривание обломков (игнимбриты), в других — частичное или покраснение мелкообломочного материала; 6) образование вторичных фумарол, более интенсивно литифицирующих отдельные участки, в результате чего при разрушении агломератовых потоков образуются сложные, иногда причудливые формы выветривания; 7) в процессе движения потока и дробления материала фенокристаллы отделяются от стекла, сохраняя первичные формы, в дальнейшем происходит скалывание углов и граней кристаллов, тем более, чем дальше они переместились от центра извержения; 8) наличие примеси чуждого материала в виде обломков эффузивов более ранних извержений, пород фундамента и интрузивных пород, родственных игнимбритам; 9) метаморфизм резургентных обломков с изменением оптических свойств плагиоклазов.

На Камчатке хорошо изучено Жупановское месторождение, расположенное в 120 км от г. Петропавловска на берегу Кроноцкого залива. Пемзовые пирокластические потоки дацитового состава переслаиваются с игнимбритами и несут на себе все признаки пирокластических потоков. Мощность их 10–15 м, до 20 м (Малеев, 1969). Пемзы ввиду относительно большого объемного веса ($1220\text{--}1375\text{ кг/м}^3$) относятся к низкокачественным. Пирокластические потоки сложены главным образом мелкообломочным материалом, в котором обломки пемзы более 5 см в поперечнике составляют всего около 10%, а псаммитового материала — до 50%. В пемзе присутствует 5–10, а иногда 30% чуждых обломков андезита и андезито-базальта. Форма обломков преимущественно округлая, поверхность шероховатая. Часто встречаются участки пород измененных вторичными фумаролами (фиг. 1). Промышленные запасы (по данным Д.Е. Саватеева, 1969) — 5 млн. м³, а геологические — практически не исчерпаемы.

На юге Камчатки, в районе оз. Курильского расположены крупнейшие в Советском Союзе месторождения липаритовых пемз голоценового возраста. Залежи пемзы выполняют древние долины, радиально расходящиеся от Курильского озера, вероятно, представляющего собой кальдеру. Здесь наряду с водонасыщенными пирокластическими потоками, видимо, залегают нормальные, как, например, по р. Ильинской (Унканович и др., Малеев, 1970), где наблюдалось слабое спекание, вплоть до спекшихся туфов на мысе Пуломынк.

В 7 км к югу от Южно-Курильска (о. Кунашир) залегают пемзовые пирокластические потоки видимой мощностью до 8 м. Размеры обломков колеблются от 1 до 15 см, с преобладанием 5–10 см. Объемный вес ее 0,5–0,7. Чуждых обломков андезита 10–20%. Пемзы залегают в хороших горнотехнических условиях и с успехом могут быть использованы для местных нужд. На этом же острове, но южнее, у пос. Серноводск, нами наблюдались в береговых обрывах высотой до 20 м и протяженностью до 500 м не менее 10 подводных пирокластических потоков пемзы плейстоценового возраста.



Фиг. 1. Пемза пирокластического потока андезито-дацитового состава. Жупановское месторождение

В Армении типичным пирокластическим потоком является хорошо известное, наиболее крупное Анийское месторождение. В основании разреза залегает пемза автохтонного происхождения. Мощность пирокластических потоков до 7 м, при суммарной мощности пемзы 25 м. Особенностью пемзового пирокластического потока является постепенный переход в спекшийся туф. Пемзовые пирокластические потоки перекрываются спекшимися туфами анийского типа, а затем еревано-ленинканского (Родопуло, 1966; Ширинян, 1969).

Месторождения пемзы Японии, описанные Т. Исикава и др. (1963), связаны с пирокластическими потоками, развитыми по периферии кальдер. Как на Камчатке, так и в Армении они залегают в виде мощных горизонтов и переслаиваются с игнимбритами и спекшимися туфами. По мере удаления от кальдер спекшиеся пемзовые туфы переходят в пемзы. Пемзы Йеллоустонского парка (США), также представляют собой пирокластические потоки (Бойд, 1963). По данным К.С. Росса и Р.Л. Смита (1963), пемзы многих областей мира представляют собой пирокластические потоки.

Грязевые потоки, образующиеся вследствие насыщения пирокластических потоков водой кратерных озер или плавленых льдов. В качестве примера можно привести уникальные месторождения Озерновское и Сыпучка, по р. Хакашин, расположенные вблизи Курильского озера на юге Камчатки.

На Озерновском месторождении (урочище Кутхин Баты) мощность липаритовой пемзы 110 м. Размер обломочного материала от але-

ритового до 30–50 см в поперечнике. Распределение материала по крупности следующее: 20–50 см – 1,7%; 10–20 см – 4,3%; 5–10 см – 6,8%; 2–5 см – 40,2%; 0,2–2 см – 29,9%; менее 0,2 см – 17,1%. В горизонте пемза улавливается едва заметная слоистость, близкая к горизонтальной. Мощность слоев 4–20 м. Иногда появляются прослои хорошо окатанной гальки. В пределах слоев слоистость отсутствует. Обломочный материал значительно уплотнен. Форма глыб округлая, мелкие обломки имеют угловатую форму. В шлихе присутствует плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, кварц, ильменит и обломки эффузивных пород.

На юге Курильского озера в 3 км от устья р. Хакацин в обнажении "Сыпучка", высотой более 25 м, хорошо выделяются три горизонта: 1) верхний – светло-серого цвета, мощностью 7 м; 2) средний – желтовато-серого цвета около 4 м; 3) нижний – светло-серый, но темнее, чем верхний. Пемзовая толща состоит преимущественно из угловатых, слегка округленных обломков пемзы, размерами до 1 см в поперечнике, небольшое количество обломков до 5 см; около 5% – более 5 см и отдельные обломки более 10 см в поперечнике. В пемзовом материале присутствует около 10–15% обломков пород главным образом андезита.

По условиям залегания пемзы напоминают пирокластические потоки, но в них отсутствуют такие типичные для пирокластических потоков признаки, как спекание, покраснение тонкообломочного материала, участки пород гидротермально измененных вторичными фумаролами и т.д., и, вместе с тем, имеется ряд признаков, характерных для грязевых потоков: 1) сильная уплотненность мелкообломочного материала, 2) наличие линз гравия, 3) присутствие значительного количества рассеянного терригенного материала, 4) отсутствие резургентных окисленных обломков, свойственных пирокластическим потокам; 5) наличие в основании потока необожженной древесины. Насыщение потока водой могло произойти за счет воды кратерного озера. Отмеченные месторождения Курильского озера обладают неисчерпаемыми запасами порядка 17–24 млрд. м³, а разведанные пемзы Озерновского месторождения – около 200 млн. м³.

На юго-востоке о-ва Кунашир, в высоких и протяженных на десятки км обнажениях можно наблюдать грязевые пемзовые потоки головинской свиты плейстоценового возраста. Судя по всему, извержение было наземное катмайского типа, в котором пирокластические потоки переходили в грязевые, а последние спускались в прибрежную область. Залегают грязевые потоки в виде горизонтов, преимущественно 4–6 м мощности, сложенных обломками пемзы до 0,3–0,5 м в диаметре. Поверхность их иногда отполирована. В породе присутствует значительная примесь терригенного материала. Мелкообломочный материал значительно уплотнен. Слоистость и сортировка в пределах слоев отсутствует или наблюдается слабое расслоение (фиг. 2). Пемзовые отложения залегают среди туффитов и тефроидов, охарактеризованных морской фауной.

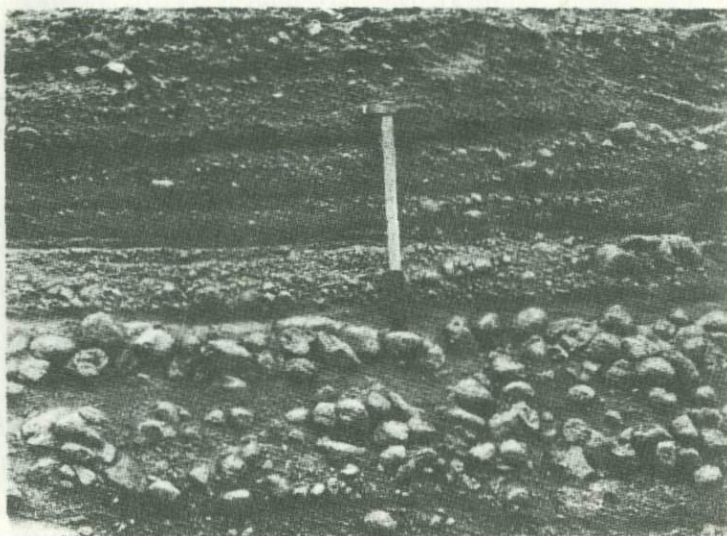


Фиг. 2. Пемза грязевого потока липарито-дацитового состава. Южная окраина о. Кунашир

Коллювиальные скопления в складках склонов вулканов и у подножий. Плинианские извержения ряда вулканов юга Камчатки, как уже было сказано, дали значительные накопления пемзы, покрывающие чехлом в виде тефры значительные пространства. На крутых склонах рельефа пемза скатывается в пониженные части и образует скопления с примесью терригенного материала в виде залежей в несколько метров мощности. Эти скопления можно выделить в коллювиальный тип месторождений.

Пролювиальные отложения пемзы широко развиты в пределах нижних частей соммы Авачи. Андезито-дацитовая пролювиальная пемза Авачи, развитая на юге вулкана в верховьях Сухой Халактырки, также как и Жупановская отличается низким качеством вследствие относительно небольшой пористости. Ее объемный вес 0,8 и выше. Наиболее крупное скопление пемзы слагает увал длиной около 5 км, шириной от 80 до 600 м и высотой от 9 до 50 м. запасы около 3 млн.м³. В обнажениях слоистость развита слабо (Саватеев, 1960).

В других пунктах соммы Авачи, по нашим наблюдениям, залегает типичная пролювиальная пемза, состоящая из переслаивания хорошо выдержанных прослоев от 2 см до 0,5 м. Слоистость обусловлена изменением крупности материала от псаммитового до отдельных глыб диаметром 1 м. Преобладают обломки 5-10 см. Форма обломков округлая, иногда хорошо окатанная (фиг.3). В породе присутствует небольшое количество окатанных и угловатых обломков андезито-базаальта.



Фиг. 3. Пемза пролювиальных отложений андезито-дацитового состава. Авачинское месторождение

Аллювиальные отложения пемзы образуются за счет разрушения и переноса первичных месторождений. Одним из примеров являются залежи пемзы среди аллювиальных отложений р. Озерной. Скопления аллювиальной пемзы образуются за счет Озерновского месторождения и автохтонных скоплений пемзы, развитых в окрестностях р. Озерной. Пемза залегает в виде пластов мощностью до 2 м, обладающих слоистостью. Форма обломков округлая. Они окатаны и отполированы. Иногда прослой пемзы переслаиваются с аллювиальными отложениями или засорены аллювиальным материалом. Пемза добывается для местных нужд.

Озерные залежи пемзы. Они аналогичны аллювиальным и формирование их можно наблюдать на косах и у устьев рек Курильского озера. Они также обладают слоистостью, переслаиваются с песчано-гравийным материалом и засорены терригенной примесью. Обломки хорошо окатаны и поверхность их отполирована.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШЛАКОВ

В отличие от пемз генезис шлаков базальтового и андезито-базальтового состава значительно проще и они, как правило, не дают вторичных месторождений.

Шлаковые конусы по существу дают два генетических типа: автохтонные месторождения, обусловленные извержениями стромболи-

анского типа, и агломератовые пирокластические потоки катмайского типа извержений. Автохтонные стромболианские извержения дают два подтипа месторождений: 1) шлаковые конусы и моногенные вулканы и 2) горизонты шлаков. Камчатка весьма богата шлаками, однако вследствие слабо развитой на Камчатке сети дорог, многие из них находятся в невыгодных транспортных условиях. Кроме Камчатки, шлаки широко развиты в Закавказье и особенно в Армении, на Дальнем Востоке и в пределах области развития континентального неоген-четвертичного вулканизма от Тувинской области, Восточной Сибири и Забайкалья вплоть до Магаданской области. На Дальнем Востоке наиболее интенсивно добывались шлаки с начала тридцатых годов. Здесь велась добыча на Барановском, Иманском, Синдинском и Болоньском месторождениях. Шлаки и агломератовые туфы шли для изготовления блоков и в качестве гидравлической добавки в цемент (Малеев, 1949, 1963). С пятидесятых годов шлаки стали широко применяться в Армении и затем на Камчатке. Наиболее легкие шлаки имеют объемный вес 0,5–0,7, наиболее тяжелые – от 1 до 1,4. Однако пределом добычи являются шлаки с объемным весом 1,6.

Шлаковые конусы и моногенные вулканы представляют собой грубослоистые накопления шлака в виде обломков неправильной формы, с преобладающими размерами 6–12 см. На Барановском месторождении, расположенном в 100 км на север от Владивостока, плиты шлака имеют диаметр до 2 м при толщине 0,5 м. Объемный вес их 0,7–0,8. При фонтанировании вулканов выбрасываются весьма раскаленные шлаки, образующие агглютинаты. Размеры шлаковых конусов колеблются в широких пределах от десятков метров до первых сотен метров высотой и диаметром до 0,5–1 км. Наиболее высокие вулканические постройки, сложенные шлаком и обычно переслаивающиеся лавами, относятся к моногенным вулканам. На Камчатке добыча такого типа шлаков ведется в бассейне р. Паратунки, юго-западнее Петропавловска и в районе пос. Ключи на шлаковом конусе Подкова. Шлаки употребляются для изготовления блоков.

Горизонты шлаков. В результате стромболианского извержения Авачи 25 февраля 1945 г. было выброшено около 0,25 км³ шлаков андезито-базальтового состава. В прикратерной части Авачи их мощность более 10 м и размеры обломков достигают 5–15 см в поперечнике, однако в удобном для добычи месте у подножья соседнего вулкана Козельского шлак залегает горизонтом мощностью 45–60 см и в отдельных углублениях до 1,65 м. Он сложен гравийным материалом размером от 1 до 8 мм. Шлак с успехом эксплуатируется для изготовления блоков и идет на стройки Петропавловска. Следующее извержение Авачи ожидается в ближайшие 2–3 года. Судя по большому интервалу между извержениями, весьма вероятно, что извержение начнется выбросом шлака.

Отложения агломератовых пирокластических потоков. Такого типа шлаки слабопористые, весьма тяжелые. После катастрофического взрыва Авачи вулкан был обезглавлен и понизился примерно



Фиг. 4. Шлаки агломератового пирокластического потока в 10 км по Елизоскому шоссе от г. Петропавловска

на 1 км. Материал направленного взрыва покрыл площадь около 200 км². Вслед за этим был выброшен пирокластический поток андезито-базальтового состава, который частично перекрыл материал направленного взрыва. Мощность агломератового пирокластического потока не постоянна, в среднем 5-15 м. Среди агломератового ювенильного материала находится резургентный материал в виде глыб в несколько метров в поперечнике. Объемный вес ювенильных обломков более 1,5, однако шлак интенсивно разрабатывается домостроительным комбинатом Петропавловска (фиг.4).

Камчатская область весьма перспективна для добычи пемзы и шлака. Причем Озерновское месторождение находится в благоприятных условиях для эксплуатации, так как по соседству источник дешевой электроэнергии — Паужетская геотермальная станция, и может обеспечить сырьем крупные предприятия строительных блоков не только Камчатки, но всего Дальнего Востока и Сибири. Для местных нужд может использоваться в первую очередь Авачинское месторождение низкосортной пемзы.

Литература

Бойд Ф.Р. Слекшиеся туфы и потоки Риолитового плато в Йеллоустонском парке, Вайоминг. — В кн.: "Проблемы палеовулканизма". Изд-во ИЛ, 1963.

- Исикава Т., Минато М., Куно Х., Мацумото И., Яги К. Спекшиеся туфы и отложения пемзовых потоков и раскаленных туч в Японии. "Проблемы палеовулканологии", Изд-во ИЛ., 1963.
- Карапетян С.Г., Сагателян К.М. Обсидианы, перлиты, пемзы. - "Геология Армянской ССР", т. 7. Ереван, 1966.
- Малеев Е.Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. - Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 6, 1949.
- Малеев Е.Ф. Агломератовые пирокластические потоки. В кн. "Вулканические фации Камчатки. Изд-во "Наука", 1969.
- Малеев Е.Ф. Пемзы Курильского озера. - В кн.: "Вопросы географии Камчатки", вып. VI, Петропавловск, 1970.
- Петров В.П. Игнимбриды и туфовые лавы; еще о природе арктик-туфа. Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14. 1957.
- Петров В.П. Петрографический облик игнимбридов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. - Труды Лабор. вулканологии, вып. 20. 1961.
- Петров В.П. Пемзы и шлак, их практическое значение и генезис. - В кн.: "Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР". Изд-во АН СССР, 1963.
- Радопуло Л.М. Пемзы и трассы. - "Геология Армянской ССР", т. 7. Ереван, 1966.
- Саватеев Д.Е. Авачинское месторождение пемзы. - Вопросы географии Дальнего Востока". Хабаровское книжное изд-во, 1960.
- Саватеев Д.Е. Пемзы, вулканическое стекло и шлаки Камчатки. В кн.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. - В кн.: "Проблемы палеовулканизма". Изд-во ИЛ, 1963.
- Ширинян К.Г. Закономерности обрезаживания пемзовых месторождений Армении и характеристика их генезиса. - В кн.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИТОИДНЫХ ПЕМЗ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ АРМЯНСКОЙ ССР

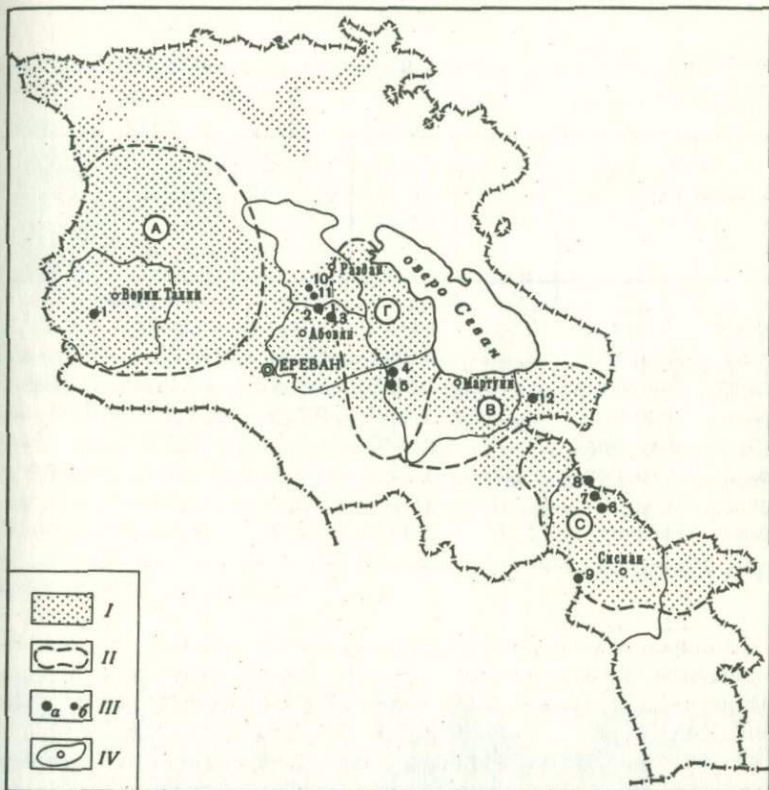
Среди широко распространенных продуктов неоген-четвертичного вулканизма Армянской ССР, представленных ассоциацией преимущественно основных и средних по составу лав и шлаков, большой петрологический и практический интерес представляют вулканокластические породы кислого состава. Они представлены всеми известными типами рыхлых и спекшихся пирокластических, туфовых и брекчиевых образований. Особое место занимают пористые — пемзовые породы, составляющие их существенную часть.

Среди месторождений пемзовых пород Армянской ССР по составу, условиям и времени образования выделяются два основных типа или группы: дацитовые обычные и липаритовые "литоидные пемзы".

Обнажения пемзы первой группы (четвертичные) широко известны в каньонах рек Ахурян, Касах, в районах сел Ани, Пемзашен, Иринд, в Аштаракском, Кировоканском районах и в других местах. В большинстве случаев они имеют пластовое залегание и ассоциируют в лавах дацитового и андезито-базальтового составов. Образование их связано с извержениями как трещинного (анийские), так и центрального типов (вулканы Мусху, Цахкашат, Иринд и др.). Детальное описание их дано К.Г.Ширияном ранее (1969) и в данном сборнике.

Пемзы второй группы известны под названием "литоидных". Они относятся к липаритовой группе пород и тесно ассоциируют с липаритовыми лавами, в частности с ее стекловатыми разновидностями — обсидианами и перлитами, являясь их вспученной, пористой разновидностью. Термин "литоидный", который по Бедану дословно означает каменный, плотный, в геологической литературе встречается относительно редко. Впервые он был применен Г. Абихом (1899), затем А. Даненбергом (Dannenberg, 1904). Эти авторы, вероятно, имели в виду плотное строение основной массы пород в отличие от обычных пемз первого типа.

Литоидные пемзы, в совокупности с другими отмеченными выше разновидностями, приурочены к наиболее молодым и сложным по строению липаритовым куполовидным вулканическим сооружениям, детально описанным нами ранее (Карапетян, 1964, 1966, 1972). Это вулканы: Мец и Покр Артени (в западной части республики); Атис, Гутансар, Фонтан, Алапарс, Спитаксар и Гехасар (в центральной



Фиг. 1. Схема распределения новейших липаритовых вулканов на территории Армянской ССР

I - районы распространения плио-плейстоценовых вулканогенных образований; II - границы вулcano-структурных подзон: А - Арагцкая, Г - Гегамская, В - Варденисская, С - Сюникская; III - вулканические центры: а - крупные липаритовые вулканы: 1 - комплекс Артени (Мец и Покр Артени), 2 - Гутансар, 3 - Атис, 4 - Спитаксар, 5 - Геҳасар, 6 - Базенк, 7 - Мец Сатанакар, 8 - Покр Сатанакар, 9 - Барцратумб; б - небольшие вулканы: 10 - Алапарс, 11 - Фонтан, 12 - Хоралор; IV - границы административных районов

части), Безенк, Мец и Покр Сатанакар (в юго-восточной части). Помимо перечисленных вулканов, литоидные пемзы встречены также в продуктах вулканов Хоралор (Карныярых) на Вардениском нагорье, Техенис (Алибек) и Дамлик на Цахкуняшском хребте (фиг. 1).

Таблица 1

Некоторые свойства перлитов и литоидных пемз различных месторождений

Порода	Место-рождение	Уд.вес. г/см ³	Объем. масса, кг/м ³	Порис-тость, %	Водопо-глоще-ние, вес. %	Предел проч-ности на сжатие, кг/см ²
Перлит	Арагац	2,57	1956	19,4	2,40	7,36
Пемза	Арагац	2,36	1368	42,8	17,3	-
Перлит	Фонтан	2,40	1602	33,6	7,9	251
Пемза	Фонтан	2,37	1473	37,9	18,1	-
Перлит	Джрабер	2,39	1830	19,0	6,2	-
Пемза	Джрабер	2,39	1420	40,4	18,2	189
Перлит	Гюмуш	2,38	1600	22,0	9,2	-
Пемза	Гюмуш	2,36	1310	44,6	18,10	208

Формирование перечисленных вулканов связано с плио-плейстоценовым вулканическим циклом, соответствующим позднеорогенной стадии развития Центральной складчатой зоны Армянской ССР.

Возраст новейших липаритов давно дискутируется в литературе и расхождения в его определении охватывают большой диапазон времени: верхний олигоцен — нижнечетвертичный. Не останавливаясь на детальном обсуждении этого вопроса, отметим, что возраст их по последним данным определен как верхний плиоцен (верхний апшерон) — нижнечетвертичный (Карапетян, 1968). Возраст липаритов вулкана Хорапор (Вардениское нагорье) определенный К-Аг методом считается верхнеплиоценовым, а вулканов Техенис, Дамлик и других (Шахкуняцкий хребет) — среднеплиоценовым.

В ареалах распространения продуктов перечисленных вулканов локализованы огромные запасы кислых вулканических стекол — обсидиана, перлита и литоидной пемзы. Суммарная площадь, занятая ныне этими породами, составляет около 180–200 км², объем изверженного материала — более 15 км³ или 15 млрд. м³. Разведанные запасы этих пород на сегодня составляют 220 млн. м³.

Выше было отмечено, что в пределах указанных вулканов некоторые петрографические различия, особенно стекловатые, обычно связаны между собой постепенными переходами. В отличие от обсидиана перлиты и литоидные пемзы разделить в поле очень трудно. Однако они сравнительно легко различаются по физико-механическим свойствам в процессе детального изучения (табл. 1).

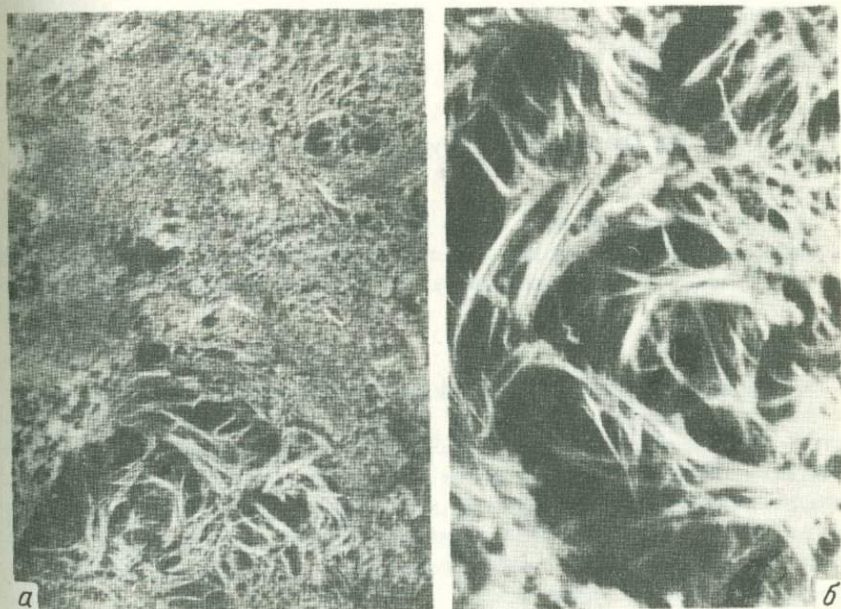
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОИДНЫХ ПЕМЗ

Литоидные пемзы относятся к легкой вспученной разновидности перлитов. Макроскопически это мелкопористая белесоватая порода. Она занимает промежуточное положение между обычными четвертичными пемзами и перлитами. Цвет литоидных пемз — белесоватый, светло-серый, светло-желтый и, иногда, красно-бурый. Текстура породы — пористая. Поры имеют округлую овальную и вытянутую — трубчатую форму.

На основании текстурных особенностей среди пемз выделяются струйчато-волокнистые и пенисто-губчатые разновидности (Карапетян, 1964, 1969, 1970, 1972).

Первые образуются на поверхности стекловатых — лавовых и агломератовых потоков в процессе их течения. Для них характерно наличие многочисленных продолговатых трубчатых и веретенообразных пор и стеклянных нитей, ориентированных по течению потока. Густые, сноповидные скопления таких нитей на отдельных участках породы придают ей войлочный, волокнистый облик с шелковистым блеском отдельных волокон (фиг. 2).

На поверхности шtuффов пемзы подобного типа в некоторых случаях наблюдается серебристый блеск.



фиг. 2. Волокнистая текстура литоидной пемзы

а — натуральная величина; б — увел. 5

Таблица 2

Химический состав липаритовых (лиитоидных) пемз

Окислы	1*	2	3	4
SiO ₂	73,55	73,57	73,34	72,65
TiO ₂	0,05	Сл.	0,10	Сл.
Al ₂ O ₃	12,31	31,02	12,80	13,97
Fe ₂ O ₃	0,35	0,60	1,10	0,60
FeO	0,07	-	-	-
MnO	0,04	-	-	-
MgO	0,10	0,28	Сл.	0,41
CaO	0,69	0,97	0,96	1,00
Na ₂ O	3,13	3,85	3,70	3,70
K ₂ O	5,35	4,10	3,86	4,40
H ₂ O ⁺	-	-	-	-
SO ₃	-	0,73	-	0,63
П.л.п.	3,57	3,24	3,70	4,01
Сумма	100,13	100,36	99,56	100,67

* 1,2 - северо-западный склон вулкана Артени; 3 - Арагацкий перлит-пемзовый поток; 4 - взсплозивная пемза, восточный склон Покр Артени; 5,6 - южный склон вулкана Атис; 7 - южное под-

Пористость литоидных пемз варьирует в одном и том же куске в широких пределах - от 25 до 60%.

Пенисто-губчатые перлиты образуются при взсплозивных извержениях, а также на поверхности стекловатых потоков (в еще не совсем остывшем состоянии) и в апиальных частях экструзий. Они характеризуются наличием более крупных, округлых пор, придающих породе крупноячеистый, сотовидный или губчатый облик.

Под микроскопом литоидная пемза представлена обычно бесцветным, почти совершенно нераскристаллизованным изотропным стеклом (N - 1,490-1,500) с порами различной формы - округлыми, овальными и трубчатыми размером от 0,01 до 0,10 мм в попереч-

5	6	7	8	9	10
71,94	70,90	70,94	73,50	71,90	71,20
0,19	0,24	0,14	0,05	0,10	Сл.
14,21	14,18	15,50	13,50	13,10	13,60
1,60	1,28	1,28	0,60	1,60	1,10
-	-	0,34	0,07	-	0,90
0,06	0,06	0,09	0,04	-	Сл.
0,27	Сл.	0,39	0,10	0,10	Сл.
2,20	2,48	1,57	1,10	2,40	1,20
3,70	4,01	3,01	3,50	7,20	3,70
3,13	2,97	3,86	4,60		4,30
-	-	0,24	-	-	1,30
-	-	-	-	-	-
3,56	3,88	3,56	3,50	3,70	2,70
100,86	100	100,91	100,56	100,10	100

ножье вулкана Гутансар; 8 - Фонтанское месторождение; 9 - Гюмушское месторождение; 10 - Джраберское месторождение.

нике, при длине 2-3 мм. Количество пор в шлифе доходит до 25-25% (фиг. 3).

Флоидальность литоидных пемз обычно выражена довольно четко: отдельные струйки стекла местами переплетаются, завихряются и обтекают крупные поры и редкие минеральные включения, создавая ажурные узоры. Более четко флоидальность проявляется в том случае, когда стекло слабо девитрифицировано и замещено буроватой землистой массой или пропитано гидроокислами железа.

Минералы-вкрапленники очень редки: иногда попадают мелкие обломки и микролиты кислого плагиоклаза, кварца, базальтической роговой обманки (длиной 0,1-0,9 мм) и биотита. Последние в заметных количествах встречаются в пемзах вулканов Гутансар, Спи-



Фиг. 3. Структура литоидной пемзы под микроскопом. Увел. 120, без анализатора

таксар, Мец Сатанакар и Барцратумб. Встречаются также акцессорные — магнетит, апатит и циркон. Отдельные струйки стекла и участки, усеянные кристалликами рудного минерала и пропитанные их гидроокислами, имеют красно-бурый оттенок.

Изменения в литоидных пемзах незначительны и выражаются в слабой девитрификации отдельных струй, пелитизации и карбонатизации.

Состав литоидных пемз липаритовый (табл. 2) близкий среднему риолитовому типу по Дэли. Отличия заключаются в несколько большей кислотности, повышенном содержании щелочных алюмосиликатов, пониженном — глинозема и фемической составляющей.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Вулканические стекла могли образоваться в результате экструзивного, эффузивного и эксплозивного процессов. Разные условия образования естественно, обуславливают разные структурно-морфологические типы вулканических образований: купола, дайки, лавовые и агломератовые потоки, залежи рыхлого материала и т.д.

Известно, что разные условия образования пород влияют не только на форму и структуру тела, но и на структурно-текстурные, фи-

зико-механические и технологические свойства слагающих их пород (Явиц, Наседкин, 1962; Карапетян, Израелян, Акопян, 1969 и др.).

Литоидные пемзы, как уже отмечено, тесно ассоциируют с перлитами и образуют крупные промышленные скопления. Последние представлены тремя генетическими типами: взрывным, эффузивным и экструзивным.

Эксплозивный тип месторождений

Литоидные пемзы взрывного происхождения участвуют в строении почти всех изученных вулканов, однако, промышленные скопления их имеются в районах Артени и Атис. Извержения пемз предшествуют формированию вулканических конусов, куполов и излиянию потоков.

На вулкане Артени они образуют мощную толщу рыхлых отложений, слагающую основание обоих центров — Мец и Покр Артени и небольшую цепь возвышенностей — Брусок, находящуюся к северу от них, в 1,5 км. Уцелевшие от размыва пирокластические образования ныне занимают площадь 2,5–3 км², при мощности 50–200 м и объеме 0,3 км³.

Указанные породы еще издали выделяются своим белесоватым цветом и сглаженными формами рельефа. Они имеют преимущественно слоистое строение, но местами оно отсутствует, и обнажение имеет вид скопления разнородных обломков. Среди обломков встречаются следующие образования: вулканический пепел (0,01–2 мм), гравий (2–10 мм), лапилли (10–30 мм) и редко бомбы и глыбы. Преобладают гравий и лапилли. Пепловый материал образует от-

Таблица 3

Гранулометрический состав пирокластических отложений опытного карьера восточного склона Покр Артени (в %)

Горизонты (сверху вниз)	Размер обломков в мм							Глыбовый агломерат > 200
	Пепел		Гравий, 2–10	Лапилли, 10–30	Вулканический агломерат			
	пыль	песок			Мелкий 30– –100	Средний 100– –150	Крупный 150– –200	
1	7	20	60	10	3	–	–	–
2	5	15	50	20	5	5	–	–
3	15	15	30	35	5	–	–	Одна глыба
4	10	5	35	40	5	5	–	Одна глыба
5	7	10	20	60	3	–	–	–

дельные прослои (1–3 см) между слоями более крупнообломочного материала. Мощность последних колеблется от 3–5 до 80 см. О соотношении между обломками разных размеров в пределах одного слоя можно судить по табл. 3.

Около 80–90% всех обломков представлено перлитом и пемзой, из коих на последнюю выпадает более половины, остальные 10–20% представлены обсидианом и липаритом. Промежутки между крупными обломками выполнены пелловым материалом, представленным преимущественно пемзой и, в незначительном количестве, обломками минералов (полевые шпаты, кварц, рудные минералы, пироксен).

Характер сортировки материала, чистота, наличие спекшихся обломков и слоев не оставляет сомнения в пирокластической природе и первичности залегания этих пород (Карапетян С., 1964, 1969), хотя некоторые исследователи считают их продуктами деструкции более ранних (?) образований (Карапетян А., Богданян, 1963).

Пирокластические отложения почти аналогичного строения и состава залегают у северного подножья вулкана Атис. Видимая мощность их равна 10–12 м. В разрезах видна хорошая отсортированность материала, местами нарушенная, как и на Артени, микросбросами небольшой амплитуды (1–10 см), образовавшимися, вероятно, в результате дрожания вулкана при извержении.

Эффузивный тип месторождений

Литоидные пемзы могут быть связаны с потоками двух типов: эффузивными лавовыми и обломочными – агломератовыми потоками.

Лавовые потоки пемзового состава сравнительно редки. Обычно они целиком стекловатые, нижняя и начальная зоны имеют плотное строение и хорошо проявленную флюидность, а верхняя и фронтальная – представлены пористой – перлит-пемзовой массой. Наиболее верхние, более пористые – пемзовые участки имеют струйчато-волокнистое строение. Потоки этого типа имеются в северо-западной части вулканов Артени и Гехасар.

Перлит-пемзовые агломератовые потоки. С этим типом связаны промышленные скопления перлита и литоидной пемзы. Наиболее известные потоки – Арагацкий, Гутансарский, Атисский; сюда следует отнести также Барцратумбский и Хоралпорский потоки. Основные характеристики потоков приведены в табл. 4.

Арагацкий и Гутансарский потоки сложены пемзой высокого качества и в настоящее время интенсивно разрабатываются карьерами.

В забоях карьеров хорошо видно беспорядочное скопление рыхлого обломочного материала; размеры обломков колеблются от долей миллиметра до 80–150 см, средний размер – 10–20 см. По механизму образования, строению, химическому составу и агрегатному состоянию потоки очень сходны и поэтому отнесены к агломератовому типу. Обломки представлены перлитами, пемзами и реже – обсидианами.

Таблица 4

Основные характеристики перлит-пемзовых агломератовых потоков

Наименование потока	Длина, км	Мощность, м		Пло- щадь, км ²	Объем, км ³
		от и до	средняя		
Арагацкий, Мец Артени	8	15-200	75	14	1
Гутансарский, Гутансар	1-7	20-150	50	31	1,5
Атисский, Атис	5,5	15-100	60	15	0,9
Гехасарский, Гехасар	3	50-200	100	15	1,5
Сатанакарский, Мец Са- танакар	1,2	10-70	25	1,2	0,3
Барцратумбский, Барц- ратумб	1	15-70	30	1,5	0,5
Загалинский, Харалор	1,5	15-100	50	4,5	0,3

Образование перлита и пемзы — длительный процесс: он происходит до извержения, в момент извержения и при последующем излиянии газонасыщенного вязкого расплава из кратера вулканами, возможно, из трещин. Процесс вспучивания продолжается также в ходе движения потока благодаря локальным взрывам, присущим кислой лаве и известным как "автоэксплозивный процесс Феннера". Вспучиванию способствует также более крупные трещины, образующиеся под давлением всё поступающей массы. Ввиду разности давлений в нижней, средней и верхней частях потока, обломки стекла вспучиваются в разной степени. Естественно, в верхних частях вспучивание происходит более интенсивно, в результате чего образуется литоидная пемза, на более низких уровнях — перлит. Однако в результате как ламинарного, так и в основном турбулентного движения потока, сортировка материала нарушается. В основании и в кровле таких потоков ввиду быстрого остывания, от соприкосновения с холодным субстратом и воздухом, образуется стекловатая — обсидиановая зона закалки. Потоки такого строения хорошо сохранились на вулканах Гехасар и Артени.

Экструзивный тип месторождений

С этим типом месторождений связаны литоидные пемзы и перлиты, образовавшиеся в результате перерождения верхних — апикальных зон стекловатых экструзивных тел в пору их становления, под воздействием поступающих из магмы газов, паров и эманаций.

Наиболее характерный пример месторождений такого типа мы имеем у юго-западного подножья вулкана Гутансар, в районе села Джрабер.

Породы данного участка, известного под названием Джраберфанганского или Гутансарского потока, в практических целях изучались многими геологами (Джрбашян, Топурия, Атабекян, Сагателян, Канкян и др.), однако специальные петрографические исследования проводились В.П. Петровым (1957, 1961), В.В. Наседкиным (1963, 1969) и автором (Карапетян, 1964, 1966, 1969, 1972), затронувшими также вопросы строения и механизма образования месторождения.

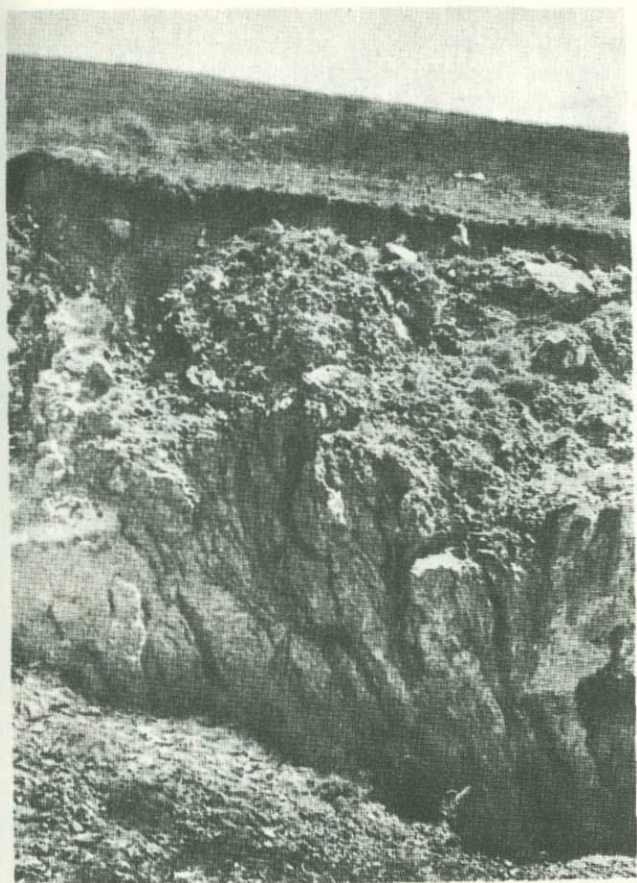
Строение. По строению, химическому составу, цвету породы этого типа почти аналогичны описанным выше эффузивным образованиям (агломератовые потоки), поэтому в местах совместного проявления трудно их разграничить.

В забоях карьеров, заданных на верхних горизонтах месторождения (экструзии) как и в разрезах агломератовых потоков, видно беспорядочное скопление крупных обломков перлит-пемзового состава. Размер обломков от долей миллиметра до 1 метра и более; преобладают обломки размером до 10-20 см. В карьерах нижних горизонтов, среди указанной светлой обломочной массы местами появляются обсидиановые тела, имеющие форму даек или зубьев с расходящимися кверху концами, которые названы В.П. Петровым (1957) "конскими хвостами". С глубиной количество обсидиановых тел увеличивается и, местами еще более сгущаясь они образуют массивные тела. Обсидианы постепенно переходят в окружающие перлит-пемзовые породы. В направлении перлитовых зон наблюдается последовательное увеличение пористости обсидиана. Прилегающие к обсидианам участки перлитов имеют буровато-коричневую окраску. Ширина бурого ореола, в зависимости от мощности обсидианового тела, меняется от нескольких сантиметров до 1-1,5 м. Эти участки, вероятно, фиксируют места выходов фумарол и эманаций. Поверхность вблизи контакта с перлитом обсидиановых тел характеризуется своеобразным шелковистым или перламутровым блеском, обусловленным пористостью (фиг. 4).

При движении вверх по вертикали пористость пород увеличивается и наконец проявляются литоидные пемзы, имеющие, в основном, пенисто-губчатую текстуру. Обсидианы, перлиты, литоидные пемзы интенсивно трещиноваты и разбиты на разнокалиберные обломки. Промежутки между крупными обломками выполнены более мелкообломочной массой. Однако здесь, в отличие от агломератовых потоков нет пелловых линзовидных, горизонтально залегающих, прослоев.

Исключение составляют верхние карьеры, где наблюдаются относительно крупные скопления обломочных пород с заметными признаками локального перемещения.

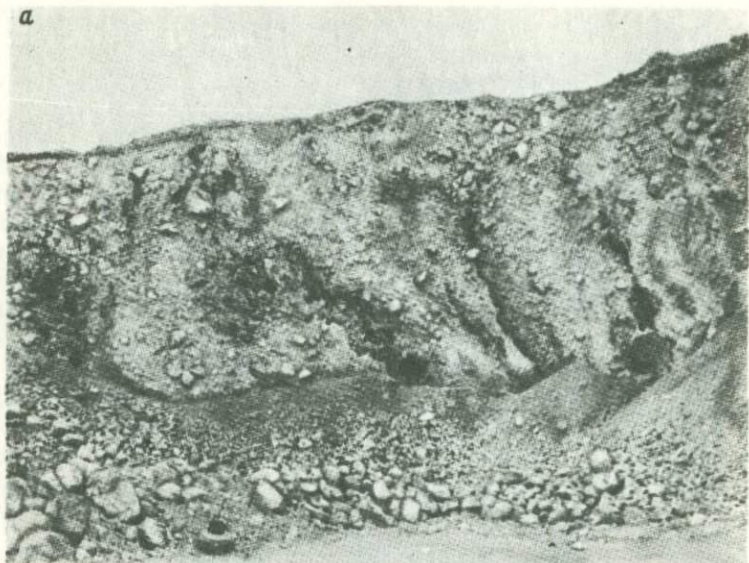
Механизм образования описанных пород довольно сложный. В них наряду с особенностями, характерными для чисто эффузивных потоков (Петров, 1957, 1961; Наседкин, 1963) отмечаются также черты, свойственные агломератовым потокам (Карапетян, 1966, 1969) и экструзивным образованиям.



Фиг. 4. Постепенный переход обсидиана в литоидную пемзу. Северная окраина с. Джрабер

На основании более поздних детальных исследований, связанных с представившейся возможностью изучить в карьерах более глубокие горизонты этих пород, В.В.Наседкин (1969) и автор (Карапетян, 1969, 1972) пришли к мнению об экструзивной природе обсидиан-перлит-пемзовых пород данного месторождения, причем перлиты и пемзы представляют собой верхние более пористые, вспученные разности стекловатой массы экструзива (фиг.5).

Площадное развитие пемзы указывает на неглубокое залегание периферической магматической камеры этого крупного экструзивного тела, который в результате вулcano-тектонических подвижек и под действием большой подъемной силы самой кислой магмы, выдвигался к поверхности.



Фиг. 5. Различные гипсометрические уровни верхней зоны экстрозива

а - самая верхняя зона, обсидиан встречается в виде небольших скоплений в перлитовой массе; б - нижняя зона, обсидиан образует массивные тела в виде гигантских зубьев

В условиях резкого спада давления в близповерхностных зонах, газы и пары воды устремлялись вверх — в область низких давлений и вспучивали вязкий липаритовый расплав, вызывая образование пузыристых разновидностей перлита — литоидной пемзы.

Движение расплава вверх было дифференцированным. Это вызвало перетирание и разламывание обломков еще горячих, потерявших текучесть. При этом образовывались трещины, которые способствовали проникновению газов и паров, под их действием происходило вспучивание отдельных обломков.

На поверхности, на участках наиболее насыщенных летучими, образовалась видимо рыхлая, поэтому подвижная масса, которая растекалась в направлении понижения рельефа на небольшие расстояния (дорога Ереван—Севан, район Джраберских поворотов).

Поскольку химические составы и строение описанных экструзивов и агломератовых потоков (вулкан Гутансар) близки, то, естественно, напрашивается вывод о сходном механизме их образования, хотя в одном случае это породы излившиеся из кратера вулкана в виде агломератовых потоков, в другом — внедрившиеся в виде экструзивных тел.

Ритман (1964) считает, что газонасыщенная кислая магма, поднимаясь в область меньших давлений, вспучивается еще до выхода на земную поверхность; при этом она напоминает не вполне застывшую пемзовидную массу. Вероятно, вязкость расплава, который образует перегородки между газовыми пузырьками, становится столь большой, что при дальнейшем расширении этих пузырей они разламываются, образуя смесь размягченных обрывков стекла в горячем газе. В начальную стадию извержения эта смесь взрывается и выпадает в виде пепла. Последующее газовыделение и, вследствие этого, вспучивание и разламывание стекла происходит на поверхности, непосредственно в кратере вулкана. Эта, все еще богатая летучими, рыхлая и подвижная масса, переливаясь и перекатываясь по склонам вулкана, образует агломератовые потоки.

В соответствии с описанным механизмом, вероятно, происходило извержение пепла и агломератовых потоков по наиболее легко доступному в ту пору подводящему каналу вулкана Гутансар.

Относительно дегазированный вязкий расплав глубоких частей экструзива продолжал подъем к поверхности, образуя главную часть тела или серии небольших экструзий (район села Джрабер, Гюмуш).

Здесь, как и в предыдущем случае, летучие продолжая подъем наверх, вспучивали вязкую массу апикальной части экструзива, образуя перлит и пемзу. На определенной глубине от поверхности, где внешнее давление и давление летучих магмы как-то уравнивались, вспучивание не происходило. На этих уровнях сохранились реликты первоначального расплава в виде черных обсидиановых дайкообразных тел. Наличие на отдельных участках небольших поверхностей скольжения и перлит-пемзовых милонитов указывает на неравномерный характер внедрения экструзий. Вероятно, имело мес-

то относительное запаздывание одних порций охлаждающегося расплава по отношению к другим (более вязким).

Таким образом, в вертикальном разрезе мы имеем такую последовательность в залегании пород: внизу обсидианы, выше перлиты, еще выше — литоидные пемзы; все они связаны между собой постепенными переходами. В указанной последовательности, как уже отмечено, наблюдается прогрессивное увеличение пористости (от нескольких до 50–70%), содержание воды возрастает от 0,3–1% в обсидиане до 3,0–6,0% в перлите и в пемзе); соответственно возрастает также показатель преломления стекла — от 1,482 до 1,500 и более.

Породы аналогичного строения обнажаются также на других участках вокруг вулкана Гутансар и на его склонах, до отметки 2000 м. Учитывая это, а также общее направление залегания пород ниже указанного уровня, приходим к выводу о том, что отмеченные обломочные породы извергались как из кратера вулкана Гутансар — в виде типичных агломератовых потоков, так и из других более крупных жерл и трещин, фиксируемых в окрестностях джаберских и гюмушских карьеров (Карапетян, 1964, 1969, 1972).

Почти аналогичную схему образования пемзовых пород мы имеем и на некоторых других вулканах (Спитаксар, Гехасар, Мец Сатанакар, Базекк). На самой вершине их, в местах непосредственных выходов лав, обнажаются пористые, вспененные породы. Здесь выходящие газы и пары видимо замедлили процессы остывания лав и благоприятствовали их вспучиванию. Это имеет место и вдоль плоскостей рассланцевания стекловатых лав (Shirinian, Karapetian, 1964). Подобные случаи описаны В.В. Наседкиным (1963) для пород Рокоссовского месторождения в Закарпатье и С.Е. Апелковым и др. (1969) для пород месторождения Купол на Камчатке.

* * *

Промышленные типы кислых вулканических стекол — перлиты и пемзы связаны с новейшим кислым вулканизмом на территории Армянской ССР. Они обладают всеми необходимыми качествами, позволяющими употреблять их как в сыром, так и во вспученном виде: состав их липаритовый, содержание кристаллической фазы незначительное, коэффициент вспучивания в среднем высокий (до 10–20 раз), температура вспучивания низкая (800–970°).

Благодаря высоким качествам, армянские перлиты и пемзы получили широкую известность у геологов и технологов. Достаточно сказать, что большинство предприятий и лабораторий Союза, разрабатывающих методику и технологию вспучивания, работают на этом сырье.

В настоящее время перлит и литоидная пемза широко используются в Армянской республике. Помимо традиционных материалов (заполнители бетонов, термо-, теплоизоляторы и др.) из них полу-

чают также ряд ценных силикатных продуктов: жидкое стекло, метасиликат натрия, различные адсорбенты, широкий ассортимент стекол — хрустального, оптического, сортового, оконного, тарного, а также стеклоткани, стеклопластики, различные фильтры для очистки пищевых продуктов, напитков, минеральных и пресных вод.

Перлит-пемзовое сырье вывозится во многие промышленные районы Союза и экспортируется в зарубежные страны (Италию и Бельгию).

Большая потребность в столь ценном сырье, действительно требует дальнейшего изучения геологических условий их образования, выявления новых перспективных месторождений и критериев для быстрой их промышленной оценки.

Преимущество этого сырья по сравнению с другими природными заполнителями заключается в возможности, позволяющей в зависимости от оптимального режима термообработки получить вспученный продукт с заранее заданными свойствами. Под оптимальными условиями мы понимаем не только режим, обеспечивающий максимальное вспучивание материала, но и любой режим, позволяющий получить продукт с теми или иными заданными свойствами (Акопян, 1964). Это очень важно, так как каждая из отраслей промышленности к получаемому продукту предъявляет определенные требования. На выбор технологического режима большое влияние оказывает подбор сырья с заранее известными свойствами, что достигается выявлением генетических особенностей пород. Такие методические исследования проведены и нами для продуктов вулкана Артени (Карапетян, Израелян, Акопян, 1969). Выявлено в частности, что наибольшей вспучиваемостью обладают продукты лавовых и агломератовых потоков. Литоидные пемзы в настоящее время используются в естественном состоянии.

Благодаря удобным технико-экономическим условиям разработки, ныне широко эксплуатируются пемзы экструзивного происхождения (Джаберское месторождение) и агломератовых потоков (Арагацкое месторождение).

В связи с всевозрастающим спросом на перлит-пемзовое сырье, следует еще более расширить сортировку его по качеству, типу и участкам на всех месторождениях, с целью облегчения выбора сырья и дальнейшей его обработки.

Технологически еще недостаточно исследованы перлиты и пемзы вулканов Гехасар, Хоратор, Техенис и Барцратумб, которые по предварительным данным также обладают хорошими качествами, но, к сожалению, менее благоприятны по горно-технологическим и экономическим условиям разработки. Однако, возможно, что месторождения, сегодня считающиеся нерентабельными, в скором будущем в связи с созданием новых экономических районов и с возрастанием темпов строительства найдут свое достойное место среди других известных месторождений.

Литература

- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б.З.Коленко. — Зап. Кавк. геогр. об-ва. XXI, 1899.
- Акопян Г.Г. К исследованию влияния режимов термообработки на свойства перлитов. — В сб.: "Вопросы применения перлита в строительстве". Ереван, 1964.
- Апрелков С.Е., Харченко Ю.И., Шеймович В.С. Перлиты гор Бархатная и Купол на Камчатке. — В сб.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Анагорцян З.А., Акопян Г.Г. Перлитовые породы Армении. — Труды Ин-та камня и силикатов, вып. 2, 1965.
- Карапетян С.Г. Куполовидные вулканы Арteni и Атис. — Изв. АН Арм.ССР, № 3-4, 1964.
- Карапетян С.Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. — В сб.: "Вулканические и вулканоплутонические формации". Изд-во "Наука", 1966.
- Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм.ССР. — Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Карапетян С.Г. Геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол Арм.ССР. — В сб.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Карапетян С.Г., Израелян В.Р., Акопян Г.Г. Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства. — В сб. "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
- Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. — Труды ИГЕМ, вып. 98. М., 1963.
- Наседкин В.В. Характеристика зональности на месторождениях кислых стеклообразных пород и физико-химические факторы, определяющие условия формирования этих м-ний. — В сб.: "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла". Изд-во "Наука", 1969.
- Петров В.П. Игнимбриты и туфовые лавы, еще о природе артикуфа. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 14, 1957.
- Петров В.П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами. — Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20. 1961
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд-во "Мир", 1964.
- Явиц И.Н., Наседкин В.В. О влиянии некоторых свойств кислых вулканических водосодержащих стекол на качество вспученного перлита. — Сб. трудов Респ. науч.-исслед. ин-та местных строит. материалов, № 25, 1962.
- Dannenberg A. Beiträge zur der Kaukasusländer. — Tscheim. Min. 6 Petr. Mitt., Bd. 19, 23, 1904.
- Shirinian K.G., Karapetian S.G. Specific features in the structure and petrology of rhyolitic dome-shaped volcanoes of Armenia. — Bull. volcanologique, Napoli, 1964

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕМЗ КУРИЛЬСКОГО ОЗЕРА

Пемзы Курильского озера расположены на юге Камчатки. Положительную промышленную оценку месторождения получили 40 лет назад, после предварительных разведок, проведенных в 1931–1932 гг. Н.И. Лазаренко и А.А. Питаде. Однако только теперь появилась возможность вновь поднять вопрос о широком их использовании в народном хозяйстве.

Огромные геологические запасы и высокое качество пемз, наличие поблизости от месторождения геотермальной электростанции, большие возможности увеличения ее мощности, проведение шоссейной дороги почти к месторождению, а также перспектива строительства порта в Озерной для рыбокомбината, резко меняют экономическую обстановку. Все это позволяет по-новому поставить вопрос об эксплуатации месторождений пемзы. Речь идет не о строительстве обычного домостроительного комбината для обеспечения нужд Камчатского строительства, а комбината-гиганта, который выпускал бы теплые бетонные изделия для строек всего Дальнего Востока и Сибири. Так как основная масса грузов движется на восток, а на запад главным образом идет порожняк, то это в значительной мере облегчает транспортировку пемзовых изделий. Добыча пемзы и ее переработка коренным образом может изменить экономику Камчатской области.

Кроме Н.И. Лазаренко и А.А. Питаде, пемзами Курильского озера занимались ряд исследователей. Возраст пемз определяется О.А. Брайцевой и др. (1965), качество пемз Н.В. Овсянниковым. В 1964 г. в районе Курильского озера проведена геологическая съемка В.С. Шеймовичем и в том же году пемзы изучались автором (Малеев, 1970).

Липаритовая пемза выполняет древние долины, образуя залежи радиально расходящиеся от Курильского озера, которое расположено в 60 км на восток от пос. Озерная.

Мощность залежей пемз уменьшается по простиранию долин от озера и снижается в основном от 80 м (редко 150) до 30–10 м. В этом же направлении уменьшается крупность, степень цементации, примесь посторогенного материала. По долинам рек залежи прослежены по Озерной на 18 км, по Уканович на 20 км, по Инканюш на 12 км, Ольгиной и Гарюшке на 15 км и по р. Утюжной на 11 км. Общая площадь развития пемз, подсчитанная О.А. Брайцевой и др.

(1965), равна 340 км^2 , средняя мощность толщи пемз 50–60 м. Общий объем пемзы $17\text{--}24 \text{ км}^3$.

На Озерновском месторождении, расположенном в верховье р. Озерной, мощность горизонта пемзы достигает 110 м. В нижней части разреза залегает орешковая несцементированная пемза, вероятно, автохтонного происхождения (тефра) мощностью до 1,5 м. Выше залегает горизонт палевых светло-серых пемз, состоящий из обломочного материала размером от пылеватых частиц до глыб 0,5 м в поперечнике. Соотношение крупности материала меняется в широких пределах. В горизонте пемз наблюдается едва заметная слоистость, близкая к горизонтальной. Мощность слоев колеблется от 4 до 20 м.

Обломочный материал значительно уплотнен и относительно прочно "слежавшийся", тонко-обломочный цемент в пемзах отсутствует. В пемзах залегают прослой хорошо окатанной гальки и неравномерная примесь чуждых терригенных обломков гравийного размера, в количестве до 10–15%. Характерной особенностью Озерновской пемзы является относительно тонкая пористость и отсутствие, или незначительное количество порфиновых выделений кварца, полевого шпата и темноцветных минералов, что делает ее пригодной не только как строительный материал, но и в качестве абразива.

Вблизи Озерновского месторождения, на высотах 600–800 м, залегает так называемая хребтовая пемза, вероятно, представляющая собой пемзовую тефру (автохтонный тип месторождения). Она сложена угловатыми обломками с рваными краями, преобладающие размеры обломков до 2–5 см в поперечнике. По данным Н.И. Лазаренко мощность горизонтов достигает 20 м, а площадь около 100 км^2 . "Хребтовая" пемза образует Голыгинское месторождение.

Если вопрос генезиса "хребтовой" пемзы не вызывает сомнения, т.е. она относится к автохтонному типу, то генезис Озерновского трактуется по разному. О.А. Брайцева и др. (1965) все месторождения пемзы, расположенные вокруг Курильского озера, относят к пирокластическим потокам одновременного образования. Нами также проводились детальные изучения Озерновских пемз и было установлено, что наряду с пирокластическими пемзовыми потоками, которые дали спекшиеся туфы, как на мысе Тугумынке, здесь залегают своеобразные грязевые пемзовые потоки (Малеев, 1970). По всей вероятности материалом для них служили пирокластические пемзовые потоки, но в процессе движения они насытились водой, вследствие чего в них нет типичных признаков пирокластических потоков: спекания, следов вторичных фумарол, зон окисления и пр. Наряду с этим присутствуют признаки, характерные для грязевых потоков: более сильная уплотненность обломочного материала, присутствие линз гравия и наличие терригенной примеси в основной массе. Это позволило Озерновское месторождение и Сыпучку, расположенные на юге Курильского озера, отнести к грязевым потокам (Малеев, 1970).

КАЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕМЗ

К наиболее удобным для добычи в настоящее время относятся Озерновское и Голыгинское месторождения. Последнее расположено на водоразделе рек Озерной, Кошегочек и левых притоках Голыгино. Крупность обломков пемзы Озерновского месторождения увеличивается с запада на восток (к озеру). В результате детальной разведки, проведенной А.А. Питаде, получен следующий результат (табл.1).

Таблица 1

Изменение крупности материала пемзы Озерновского месторождения, в %

Часть месторождения	Кусковая пемза, более 7 см	Орешковая пемза	1-7 см
Западная	3	13	16
Центральная	6	18	24
Восточная	10	20	30

Таблица 2

Гранулометрический состав валовой пробы пемз на участке "Кутхины Баты"

Диаметр сита, в мм	Количество		Содержание фракции, %	Объемный вес в штабеле	Выход чистой пемзы, в объемн. %	Содержание пемзы в пробе, %
	по объему, дм ³	по весу, кг				
220	3,5	1,69	11,9	0,483	100	11,9
220-120	3,25	1,53	11	0,471	100	11
120-75	0,75	0,45	2,5	0,600	100	2,5
75-40	5,5	1,21	18,6	0,220	99	18,4
40-25	1,25	0,36	4,2	0,272	100	4,2
25-12	2	0,80	6,8	0,400	90	6,1
12-7	1,3	0,34	4,4	0,261	85	3,7
7-3	3	1,93	10,2	0,643	75	7,7
3-0	9	10,1	30,4	1,12	5	1,5
	<u>29,55</u>	<u>18,41</u>				<u>67%</u>

Фракция 3-0 состоит из мягкого пемзового песка (5%), вулканического пепла и глинистого материала с большим количеством черного шлакового песка.

Таблица 3

Физико-механические свойства кусковой пемзы месторождений полу

Физические свойства	Авачинское	Жулановское	Южно-камчатское
	Природная смесь	Природная смесь	Озерновский участок
			палевые пемзы (смесь)
Прочность на сжатие, кг/см^2	45-141,6 (ср.82,9)	19-78 (35,8)	18-38
Объемный вес, г/см^3	0,77-0,97	0,35-0,79 (ср.0,52)	0,38-0,82 0,38-0,82
Удельный вес, г/см^3	2,77-2,81	2,49-2,59	2,31-2,51
Пористость, %	62,8-73,3	65,8-80 (71,5)	65-84
Водопоглощение, вес. %	45-48,5	24-50 (41,5)	24-44
Морозостойкость в циклах	8,25	50	Не опред.
Теплопроводность, $\text{ккал/г}\cdot\text{м}\cdot\text{час}$	Не опред.	18-20	0,18-0,20

Гранулометрический состав пемз изучен А.А. Питаде (табл.2) Микроскопическое изучение пемзы показало, что она мелкопористая с тонкими перемычками, благодаря чему обладает малым объемным весом. Порфиновые выделения кварца и полевого шпата встречаются исключительно редко или практически отсутствуют. Под микроскопом она представлена не раскристаллизованным стеклом. Объемный вес пемз колеблется в пределах 0,35-0,85.

Более полные испытания физико-механических свойств пемз даны в статье Н.А. Овсянникова (1970). Качество озерновской пемзы не уступает качеству пемз Пемзашенского и Анийского месторождений, считающиеся лучшими пемзами в Советском Союзе (табл.3).

По имеющимся данным пемзы Озерновского месторождения, в том числе и "хребтовая" пемза, могут быть использованы в строительной индустрии для изготовления блоков и панелей, в качестве

острова Камчатки

Южно-камчатское		Ходуткинское	Пемзашенское		Анийское
Гольгинский участок	Паужетский участок	Делювиальная смесь.	Белая	Светло-желтая	
"хребтовая" белая пемза	аллювиальная смесь				
21-34	Не опред.	14,0-17,6	-	-	27-28
0,41	0,42	0,20-0,49	0,35	0,49	0,48-0,82
2,54	2,51	2,39	2,49	2,35	2,32
84	83	Ср. 83,7	89,5	79,15	67,3-77,2
46	41	36	80,05	62,2	-
50	50	50	-	-	-

Не определялось

абразивного материала, для изготовления стеклянных изделий в химической промышленности и пр.

Запасы пемзы практически неисчерпаемые. Общие запасы пемзых отложений определяются в объеме 17-24 км³. Геологические запасы, подсчитанные Н.И. Лазаренко, с учетом 20% примеси определены в объеме 20800 млн. м³. Небольшая часть разведанных запасов по категории А + В в районе Озерновского месторождения на площади 12 км², т.е. участка, удобного для эксплуатации, составляет: с размером обломков 75-200 мм и более - 55042923 м³; 25-75 мм и более - 68446508 м³; 3-25 мм и более - 59249536 м³; менее 3 мм и более - 5738833 м³; всего 188477800 м³.

Гольгинский участок: "хребтовая" пемза, размер обломков 40-50 мм - 4680000 м³; 25-40 мм - 9840000 м³; 12-25 мм -

31080000 м³; 7-12 мм - 25080000 м³; 3-70 мм - 20760000 м³; 3 мм - 1800000 м³; всего - 93240000 м³.

В настоящее время главными поставщиками пемзы в Советском Союзе являются два армянских месторождения: Анийское и Пемзашенское. Общие геологические запасы вместе с тонкообломочным материалом составляют примерно 10 млн. м³. Это позволяет отметить грандиозность запасов Озерновского месторождения.

Описываемые месторождения пемз уникальные по запасам, обладают исключительно высоким качеством сырья, находятся в удобных горно-эксплуатационных условиях, позволяющих вести добычу открытыми работами, и вблизи источника дешевой электроэнергии - Паужетской электростанции (около 20 км); незначительно удалены от путей сообщения.

Литература

- Брайцева О.А., Краевая Т.С., Шеймович В.С. О происхождении Курильского озера и пемз этого района. - "Вопросы географии Камчатки", вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Брайцева О.А., Краевая Т.С., Лупкина Е.Г. О возрасте молодых пемзовых отложений района Курильского озера на Южной Камчатке. - Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки, вып. 23. Изд-во "Наука", 1966.
- Краевая Т.С. Новые данные о возрасте молодых пемзовых отложений района озера Курильского. - "Вопросы географии Камчатки", вып. 5. Петропавловск-Камчатский, 1967.
- Малеев Е.Ф. Пемзы Курильского озера. - "Вопросы географии Камчатки", вып. 6. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Овсянников Н.В. Качественная характеристика пемз Камчатских месторождений. - "Вопросы географии Камчатки", вып. 6. Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Родопуло Л.М. Пемзы и трассы. - "Геология Армянской ССР", т. 7. Ереван, 1966.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШЛАКОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Вулканические шлаки представляют, главным образом, скопления рыхлых пород основного состава, состоящих из обломков пористого или пузыристого строения. Размер 0,1–150 мм, цвет серый, черный, у выветрелых разновидностей красно-бурый. Реже встречаются шлаковые потоки различной мощности.

Состав шлаков базальтовый, андезитово-базальтовый, реже андезитовый, структура порфировая с витрофировой основной массой. Порфировые выделения (до 35%) представлены андезин-лабрадором: лабрадором, битовнитом, авгитом, гиперстеном, оливином. Основная масса – бурое стекло, с показателем преломления от $1,522 \pm 0,001$ до $1,562 \pm 0,002$.

Как и пемза шлаки образуются во время эксплозивной деятельности вулкана, с той разницей, что газы легче выделяются из подвижной лавы основного состава и поэтому пористость застывших кусков шлака меньше чем у пемзы. Макроскопически они напоминают доменный шлак. По форме и общему количеству пор все дальневосточные шлаки делятся на два типа.

Шлаки Сихотэ-Алиньского типа (табл. 1), андезитового и андезитово-базальтового имеют вид обломков округлой формы, поры в большинстве случаев изометричны, реже сплюснутые, чем неправильной формы. Общая пористость (45–70%). Стенки пор тонкие. Материал шлаковых потоков мощностью до 15 м менее равномерно пористый (45–55%). Поры круглые, строение основной массы плотное. Шлаки этого типа характерны для района хр. Сихотэ-Алиня, реже они встречаются на Камчатке (конус Нарзанный).

Шлаки Камчатского типа имеют базальтовый состав, форма неправильная. Для потоков характерны грубо сваренные куски, поры кавернозные, смятые, вытянутые, изогнутые, очень редко круглые. Стенки пор утолщены, на внутренней стороне их много мелких бугорков. Общая пористость 30–62%. Рыхлые шлаковые породы этого типа характерны для Камчатки и для шлаковых потоков Сихотэ-Алиня. Здесь они часто встречаются в разрезах андезитово-базальтовых покровов (свита Шуфанская, Сучано-Майхинская и др.).

Шлаки Курильских островов пока не изучены. Рыхлые шлаковые образования отличаются значительным непостоянством гранулометрического состава. Так, в массе шлака Барановского и Сальского конусов в Приморье присутствуют шлаковые бомбы размером от 10 до 40 см.

Таблица 1

Химический состав шлаков, в вес. %

Компонент	1	2
SiO ₂	51,92 - 56,60	47,18 - 51,14
Al ₂ O ₃	14,82 - 21,65	17,10 - 21,88
TiO ₂	0,10 - 2,82	0,16 - 0,80
FeO	11,92 - 14,50	10,14 - 14,40
Fe ₂ O ₃	0,51 - 1,53	0,62 - 1,32
MnO	0,06 - 0,15	0,08 - 0,18
CaO	6,12 - 8,70	7,55 - 11,52
MgO	3,05 - 5,92	5,05 - 6,78
Na ₂ O	0,65 - 3,80	2,40 - 3,01
K ₂ O	0,46 - 2,31	0,60 - 1,18
SO ₃	0,05 - 0,18	0,10 - 0,12
P ₂ O ₅	0,06 - 0,08	0,07 - 0,08
П.п.п.	0,04 - 0,88	0,16 - 3,17
H ₂ O	0,20 - 0,90	0,05 - 0,40

1 - андезито-базальты; 2 - базальты в количестве 15-25%, лапилли (частицы крупнее 5 мм) - 45-65%, песок (частицы мельче 5 мм) - 10-15%; гранулометрический состав шлака конуса г. Шлаковой следующий: крупные лапилли (крупнее 60 мм) составляют 0,0-3,02%, лапилли 6,25-99,5%, песок 0,30-92,5%.

В шлаках одного из конусов района вулкана Ключевского (Камчатка) преобладают (65%) обломки размером 20-70 см, а для шлаков Козельского месторождения характерны частицы менее 4 см. Насыпной объемный вес рыхлых шлаков всех типов колеблется от 0,67 до 1,30 кг/м³ при пористости 28,2-63,6%.

Физико-механические свойства шлаков в куске весьма непостоянны и зависят от пористости горной породы. Прочность колеблется от 15,0 до 110 кг/см², удельный вес от 2,72 до 2,96 г/см³, объемный вес от 0,75 до 1,49 г/см³, пористость 18,0-70,0%. Теплопроводность шлака Барановского конуса 0,28 ккал/мин·час·град.

Свежие шлаки всех типов выдерживают 50 циклов естественного замораживания.

Шлаки Сихотэ-Алиньского типа обычно легче камчатских и имеют меньшую прочность по сравнению с последними.

В зависимости от объемного веса шлаки подразделяются на следующие группы (по данным лаборатории неметаллических полезных ископаемых ДВПИ) (табл. 2).

Месторождения вулканического шлака подразделяются на два генетических типа: эффузивный (шлаковые потоки), взрывной (шлаковые конусы и покровы).

Шлаки взрывного типа возникли в момент взрывной деятельности вулканов. Во всех случаях для образования пористого шлака необходимы следующие условия: высокая температура, обеспечивающая лаве нужную подвижность; вязкость достаточная для удержания газовых пузырьков, а также давление газа, необходимые для выброса обломков.

Шлаковые потоки (шлаковые лавы) образуются в том случае, если лава относительно слабо насыщена газами. Заключенные в лаве газы обладают энергией, не достаточной для разрыва ее на обломки небольшого размера и выброса за пределы вулканического центра. Вспененные основные лавы в виде сплошных масс изливаются из кратера, образуя шлаковые потоки на поверхности фундамента. Мощность потока и площадь, занимаемая этим телом зависит от объема излившейся лавы.

Среди шлаковых потоков наблюдаются три разновидности. К первой относятся небольшие потоки мощностью 0,8–1,5 м, неоднородные по площади. Шлаковая порода залегает в периферической части тела (независимо от мощности), переходя к центру в пористые, иногда плотные эффузивные породы. Вторая разновидность характеризует мощные шлаковые потоки (более 1,5 м), в которых пористые породы (пористость 50–55%) располагаются в верхней части, к основанию пористость уменьшается до 28–30%. Иногда в таких потоках шлаковая масса глыбового строения занимает только верхнюю часть, а к основанию переходит в пористую породу. В третьем случае шлаковые потоки малой и средней мощности (до 1,5 м) по вертикали имеют равномерно пористое строение. Порис-

Таблица 2

Объемный вес шлаков (г/см³)

Группа	В куске	В массе
I (легкие)	0,85	менее 0,8
II (средние)	0,85–1,25	0,80–1,20
III (тяжелые)	1,25	более 1,20

тость шлака обычно 40–48%. Шлаки имеют локальное по площади распространение.

Шлаковые потоки обычно расположены хаотически среди пород эффузивной толщи. В количественном отношении они могут составлять до одной его трети. Материал шлаковых потоков обладает большей прочностью и меньшей пористостью по сравнению с рыхлыми шлаками. Его можно отнести к группе тяжелых, реже средних шлаков.

Шлаковые конусы образуются при высокой газонасыщенности лавы. Выброс пирокластики происходит через кратер небольшого вулкана, вероятно, имеющего магматический очаг относительно малого объема. В этом случае продукты извержения выбрасываются непрерывно мелкими, реже крупными партиями в течение длительного времени. Газовые струи большой силы увлекают с собой вспенивающуюся лаву, обломки которой выпадают в непосредственной близости от выходного отверстия, образуя конус. Мелкий пепловый материал ветром относится к периферии шлакового конуса. При отсутствии ветра пепел скапливается, образуя вместе со шлаком шлакопепловые туфы.

Высота шлакового конуса колеблется от 50 м до 900 м, с диаметром у основания до 1000 м. Сам конус имеет правильную форму, на вершине его заметен ясно выраженный кратер, который или засыпан шлаком (г. Шлаковая, Камчатка) или заполнен остывшей лавой в виде нека (вулкан Барановский, Приморье). Если эксплозии непрерывны, то строение конуса однородное, при импульсивном характере извержения беспорядочно слоистое. В некоторых конусах, имеющих слоистое строение, наблюдаются потоки, состоящие из хорошо раскристаллизованной породы с примесью 20–40% стекла. По составу они всегда более основные, нежели шлаки.

Шлаковые конусы располагаются у подножья или в районе крупных стратовулканов в виде единичных аппаратов или групп. В последнем случае они локализируются вдоль линейных разломов.

Шлаковые конусы легко разрушаются эрозийными процессами, а стекло обломков превращается в галлуазит-монтмориллонитовую массу. По-видимому, этим можно объяснить отсутствие в пределах материковой части Дальнего Востока хорошо сохранившихся конусов.

Шлаковые конусы известны на всей территории Дальнего Востока, Камчатки, Курильских островов. Возраст их в Приморском и Хабаровском краях плиоцен-постплиоценовый, а на Камчатке и Курильских островах – среднечетвертичный и современный.

Шлаковые поля образуются в том случае, когда газонасыщенность крупных магматических очагов достигает своего предела, вызывая очень крупный (до 0,5 км³) единовременный выброс пирокластики в атмосферу. В результате извержения раскаленного материала газово-пепло-лапиллиевые лавины скатываются со склонов крупного стратовулкана к его подножью.

Вследствие ветровой гравитации крупные частицы отлагаются ближе к вулканическому очагу, образуя поля, а мелкие частицы пе-

носятся на большие расстояния. Шлак, выпадая на поверхность, образует плащеобразный покров мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, нижняя поверхность которого повторяет формы существующего рельефа. Этот морфогенетический тип реже, чем шлаковые конусы, образует промышленные месторождения, т.к. ветровая сортировка материала не всегда проходит удачно. При слабом ветре и особенно при обилии пеплового материала у подножья вулкана откладывается не "чистый" шлак, а туфовая смесь, состоящая из лапиллей, песка и большого (иногда до 70%) количества пепла. При повторных взрывах покровы покрываются последующими пепло-песчаными осадками. Погребенные тела разрабатывать экономически нецелесообразно. Шлаковые отложения обычно состоят из обломков размером от 0,5— до 5 см, к которым в небольшом количестве примешан песок. Куски величиной в 5 см и более за небольшим исключением отсутствуют.

Для покровов характерен шлак однородного гранулометрического состава и физико-механических свойств. Объясняется это тем, что образование залежи происходит в момент одноактного и мощного взрыва. В этот период распределение газов в лаве во всех точках объема одинаково и поэтому при вспенивании ее образуется шлак с близкими характеристиками.

Покровы шлака встречаются только на полуострове Камчатка, как среди накоплений современного возраста, так и среди пирокластических толщ, связанных с вулканами среднечетвертичного возраста. Последние образуют литофицированные разновидности типа туфа, не имеющие в настоящее время промышленного значения.

Месторождения вулканических шлаков известны в южной части Дальнего Востока и на полуострове Камчатка.

На территории Приморского и Хабаровского края описаны месторождения двух генетических типов — шлаковые конусы и шлаковые потоки. В Приморье шлаковые конусы образуют или цепи небольших стратовулканов (Шуфановский, Барановский, Сальский, Синдинский, Болоньский) вдоль крупного меридионального разлома, проходящего по западному склону хр. Сихотэ-Алинь, или небольшие группы вулканов, как например, в северной части Сихотэ-Алиня (Декастри-Советская Гавань) и на западных склонах хр. Малый Хинган (район Кимкана). Образование этих вулканов связано с проявлением поздней фазии вулканической деятельности — излиянием Сихотэ-Алиньских платобазальтов, которое произошло в плиоцен-древнечетвертичное время. Шлаковые конусы состоят главным образом из частиц сихотэ-алиньского, а шлаковые потоки — камчатского типа.

Шлаковые конусы образовались ранее покровов (до 200—300 м мощности) андезито-базальтовых лав, которые перекрыли значительную часть этих относительно небольших (высотой до 170 м) построек. Те конусы, которые остались на поверхности были уничтожены эрозией, и сейчас о их существовании мы можем судить по небольшим дайкам или неккам.

После разрушения периферических частей покровов скрытые под ними конусы обнажились, однако слагающий их материал к этому времени претерпел значительные химические изменения. Поэтому в Приморье отсутствуют конусы, содержащие неизмененные разновидности шлака.

Все изученные конусы, за исключением Барановского, который и до настоящего времени в значительной своей части скрыт под мощным покровом андезито-базальтов, сильно эродированы и сложены измененным (стекло лапиллей и пеплов превращено в смесь новообразований хлорит-галлуазит-монтмориллонитового состава андезито-базальтовым туфом (конусы Борисовский, Сальский, Синдинский, Болоньский и др.). Барановский конус (Приморский край), обнаженный в своей юго-восточной части в береговом обрыве р. Суйфун, сохранил первоначальную форму. Он представляет собой небольшой стратовулкан (180 × 400 м) сложного строения. В разрезе он состоит из слоев разнозернистого андезито-базальтового шлака с примесью бомб и пепла. Отложения склонов пронизаны базальтовыми потоками (до 18) ручейкового типа. Пепловый материал полностью изменен в агрегат глинисто-хлоритового состава. В основной массе лапиллей также присутствуют вторичные минералы.

Шлаковые потоки располагаются среди андезито-базальтовых покровов, остатки которых занимают достаточно большие площади. Образование андезито-базальтов происходило во вторую-основную стадию излияния лав. Содержание газов в магме, вероятно, было значительно ниже, чем в период образования шлаков. Шлаковые потоки обычно перекрыты вышележащими лавовыми образованиями и поэтому в значительно большей степени сохранили свою свежесть. В разрезе среди других горных пород они образуют залежи пластового характера различной мощности, трудно доступные для разработки.

Нам сейчас известно только одно месторождение вулканического шлака этого типа, материал которого можно добывать открытым способом (Шкотовское в Приморском крае).

На полуострове Камчатка вулканические шлаки пользуются широким распространением. Известны два типа - шлаковые конусы и покровы. По данным Д.Е. Саватеева, они являются характерным продуктом среднечетвертичного и современного вулканизма, чем и определяется их наибольшее распространение в Серединном и Восточном вулканических поясах. Шлаковые скопления большинства месторождений не содержат примеси пепла, но отличаются значительным непостоянством гранулометрического состава. Лапилли - наиболее характерная здесь разновидность шлака.

На Камчатке шлаковые конусы обнаружены на склоне вулкана Горелого (20 конусов), между вулканами Ходука и Столб (50 конусов), в районе хр. Авачинского (группа 20 конусов). Группа из 8-10 конусов и цепочка из 7 конусов выявлены в районе вулкана Крашенинникова, а также единичные конусы в верховьях рек Быстрая, Козыревка, Белоголовая и во многих местах хр. Середин-

ного. Одно месторождение Гора Шлаковая, расположенное на юг от г. Петропавловска, было разведано и с достаточно большими запасами передано промышленности. Месторождения Бархатная и Конус Нарзанный опробованы, но подсчета запасов на них не производилось.

Месторождения типа покровов встречаются редко, а промышленное значение имеет только одно — Козельское, расположенное в 40 км к северу от г. Петропавловска. Оно охватывает территорию в несколько квадратных километров. Лапиллиево-песчаный материал залегает здесь в виде чехла мощностью 0,3–1,30 м, нивелируя поверхность современного рельефа. Покров образовался в момент одноактного крупного выброса шлакового материала вулканом Авача 25 февраля 1954 года (теоретически подсчитанный объем выброшенного материала достигает 0,25 км³).

Покровы меньшего объема (результат выброса средней и малой силы), залегающие на поверхности современного рельефа, встречены в районе западного склона вулканов Авача, у подножья вулкана Горелый и других местах. В районе вулкана Жупановский у его подножья также встречены покровы, но они закрыты последующими отложениями пирокластических отложений. Поэтому добыча этого материала экономически нецелесообразна.

В настоящее время неизмененные шлаки используются как легкий (типа керамзита) заполнитель легких бетонов марки "75" — "200". Последние применяются в стеновых конструкциях гражданских и промышленных зданий и, как показали многолетние наблюдения по теплопроводности, звукопроницаемости и морозостойкости, значительно лучше керамзито-бетона.

Измененные андезито-базальтовые древнечетвертичные туфы Приморья нашли широкое применение как активная гидравлическая добавка в пуццолановых цементах. Сорбентом гидрата окиси кальция здесь являются вторичные минеральные новообразования галлуазит-монтмориллонитового состава.

ПЕМЗЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ШЛАКИ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Пемзы и шлаки являются, как известно, продуктами эксплозивных вулканических извержений. Возникая в результате быстрой дегазации и дезинтеграции магматических расплавов, они представляют собой надежные индикаторы условий, при которых имели место вулканические извержения. Поэтому сами по себе находки этих пород в древних отложениях дают в руки исследователя ценный фактический материал для реконструкции типов вулканических извержений прошлого и условий, в которых они происходили. Однако, идентификация пемзы и шлаков в древних толщах сопряжена со значительными трудностями из-за сильных метаморфических изменений, и пока еще требует больших усилий и хорошего знакомства с продуктами современного и молодого вулканизма.

На Урале в последние годы уделяется много внимания изучению природы и фациальных особенностей различных продуктов палеозойского вулканизма и в этом направлении достигнуты заметные успехи. Были установлены и изучены игнимбриты туфы пемзовых потоков (С.Г. Грешнер, 1966, 1969, 1970 и др.; Ю.С. Каретин, 1967, 1969), лахаровые отложения (А.В. Говорова, Г.Ф. Червяковский, 1965), пизолитовые туфы (В.А. Коротеев, Г.Б. Мельникова, 1968), эксплозивные брекчии (В.А. Козулин и др., 1969; С.Г. Грешнер, 1972), волнистые лавы (Г.Ф. Червяковский, В.А. Коротеев, 1968).

Специальных работ, посвященных древним пемзам и шлакам¹, не публиковалось, поэтому мы надеемся, что наша статья в какой-то степени восполнит этот пробел.

Пемзы. В настоящее время пемзы известны во многих местах восточного склона Урала в отложениях как геосинклинального, так и орогенного этапов развития.

В геосинклинальных отложениях пемзы, как и другие продукты кремнистого вулканизма, встречаются в пределах относительно небольших (обычно 10–20 км²) изолированных участков, сложенных пестрыми по составу пачками вулканогенных пород, образующих вместе дифференцированные вулканические серии. Эти участки располагаются в виде прерывистой цепочки, а местами двух и даже

¹Здесь и далее термины "пемза" и "шлак" употребляются в известной мере условно, так как поровые пространства и бывший стекловатый каркас этих компонентов в древних толщах выполнены и замещены различными вторичными минералами.

трех параллельных цепочек, на всем 2000-километровом протяжении главной вулканогенной зоны Урала (Тагило-Магнитогорского прогиба). Несколько подобных же участков известны в более восточной вулканогенной зоне, а также в Зилаирском синклинии на западном склоне Южного Урала. Внутри цепочек участки располагаются на расстояниях от 15 до 80-100 км один от другого. Характерно, что в большинстве случаев с этими участками пространственно совпадают рудные поля колчеданных месторождений, а сами участки нередко находятся на месте остатков древних вулканических сооружений центрального типа (С.Н. Иванов и др., 1963).

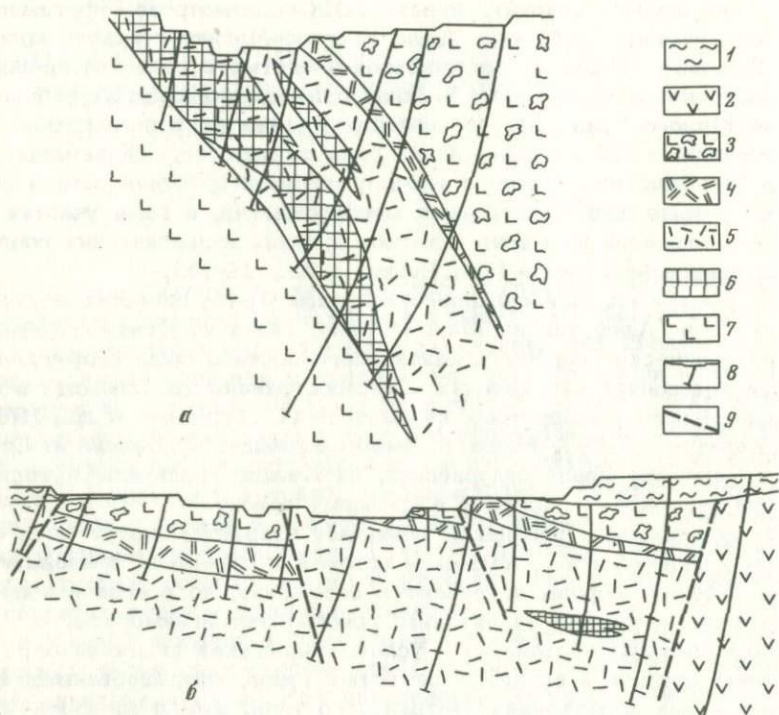
В пределах главной вулканогенной зоны Урала известно несколько участков (Ащебутак на Южном Урале, Галка на Северном Урале), где вулканические породы кремнекислого состава были сформированы при трещинных извержениях и распространены на площадях в несколько десятков квадратных километров (С.Г. Грешнер и др., 1969; Ю.С. Каретин, 1969). Возраст пемзосодержащих отложений на Среднем и Северном Урале силурийский, на Южном Урале и в Мугоджа-рах они относятся к нижнему и среднему девону.

По генетическим признакам пемзовые отложения могут быть отнесены к игнимбрикам, пемзовым потокам и слоистым пемзовым туфам. Все эти породы встречаются совместно, но всегда в количественном отношении значительно преобладают игнимбрики.

Геологическую обстановку и условия залегания игнимбриков, пемзовых потоков и слоистых пемзовых туфов, сформированных при вулканических извержениях центрального типа, можно показать на примере хорошо вскрытого горными выработками (карьеры, скважины) Сибайского рудного поля. Оно находится южнее г. Магнитогорска и в плане представляет собой почти прямоугольный блок вулканогенных пород величиной 2×10 км среди более молодых вулканогенно-осадочных отложений.

В основании разреза рудовмещающей пачки пород здесь залегают шаровые лавы спилитов. На них без видимого углового несогласия лежит пачка игнимбриков мощностью до 250 м, вмещающая медноколчеданную залежь. В составе игнимбриковой пачки выделяется от 3 до 5 отдельных потоков, мощностью 30-70 м, между которыми иногда фиксируются тонкие (1-5 м) прослой пемзовых и пепловых туфов. Игнимбрики включают в себя вулканические пластобразные тела кварцевых альбитофинов. На игнимбриках залегают отложения пемзовых потоков мощностью до 30-50 м, местами разделенные прослоями слоистых пемзовых туфов на два-три самостоятельных потока мощностью от 5 до 20 м.

Еще выше располагается толща так называемых вулканических брекчий спилитов, мощностью более 500 м. Разрез венчается горизонтом красных полосчатых яшм мощностью до 100-120 м. Крутопадающими разрывными нарушениями, многие из которых синвулканические, рудное поле разделено на несколько крупных блоков. При общем близмеридиональном простирании пород углы падения их в разных блоках существенно отличаются. Так, в блоке главной



Фиг. 1. Геологические разрезы через Сибайское рудное поле
 а - через главную рудную залежь; б - через Старо-Сибайское месторождение; 1 - рыхлые четвертичные отложения, 2 - порфириды и туфы дацитового состава, 3 - вулканические брекчии спилитов, 4 - туфы пемзовых потоков, 5 - игнимбриты, 6 - эффузивные породы основного состава, 7 - рудные тела, 8 - буровые скважины, 9 - разрывные нарушения

рудной залежи породы падают на восток под углом $65-75^{\circ}$, в блоке, примыкающем к нему с севера (район Старого Сибая) так же на восток под углом $10-15^{\circ}$, в некоторых случаях они залегают горизонтально (фиг. 1). В западном блоке падение пологое ($10-15^{\circ}$) на запад. Протяженность потоков игнимбритов и пемзовых туфов измеряется первыми километрами, ширина - первыми сотнями метров.

Количество пемзы в игнимбритах составляет 40-60%, остальная часть породы представлена обломками не вспененной и частично вспененной лавы, а также кристаллами и обломками кристаллов кварца и плагиоклаза. Количество резургентных обломков не превышает 2-3%. Частицы ювенильного материала сильно сварены, вследствие чего породы нередко имеют массивный облик, а их обломочное сло-

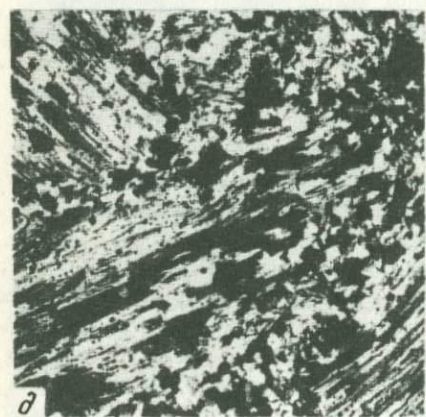
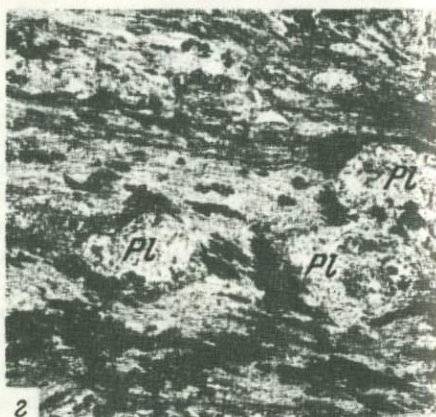
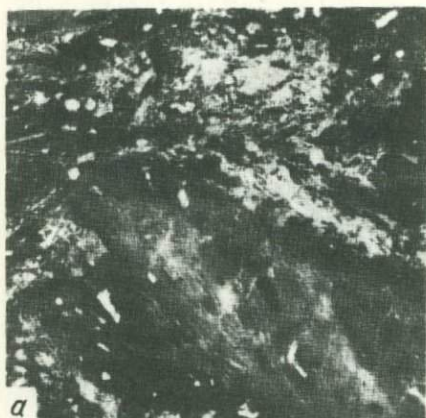
жение различается только на выветрелых поверхностях и под микроскопом. Величина пемзовых обломков колеблется от первых мм до 40–50 мм.

В отложениях пемзовых потоков обломки пемзы составляют от 50 до 80% породы, на долю резургентного материала, представленного главным образом обломками фельзитовых порфириров, колчеданной руды и эффузивных пород основного состава, приходится 15–40%. Остальная часть — тонкий пепловый материал, кристаллы и обломки кристаллов кварца и кислого плагиоклаза. Сваривание в отложениях пемзовых потоков наблюдается лишь местами и довольно редко, но признаки пластической деформации пемзы проявлены повсеместно (табл. I, а, в; табл. II, г). Сортировка материала по крупности отсутствует. Размеры обломков пемзы колеблются в широких пределах от первых до 50–70 мм, но подавляющая часть не превышает 4–6 мм.

Слоистые пемзовые туфы почти всегда пространственно связаны с отложениями игнимбригов и пемзовых потоков. Частицы пемзы в них составляют от 30 до 70%, остальной материал представлен тонким пеплом, кристаллами кварца и плагиоклаза, обломочками чуждых пород. Слоистость обычно четкая, но сортировка материала по крупности внутри отдельных слоев несовершенная (табл. II, д, е). Среди слоистых пемзовых туфов изредка встречаются тонкие (до 50 см) прослой яшм и кремнистых сланцев, свидетельствующие о том, что отложение пемзовых туфов происходило в водной среде.

В подобной же геологической обстановке встречаются игнимбриги, отложения пемзовых потоков и слоистые пемзовые туфы в рудных полях Учалинского, Гайского и других колчеданных месторождений Урала, пространственно связанных с древними вулканическими сооружениями центрального типа. Характерной особенностью всех вулканических пород, слагающих эти рудные поля, является их зеленокаменный облик. Следует лишь отметить, что в туфах пемзовых потоков нередко встречаются отдельные пемзовые обломки, окрашенные в яркие желтые и оранжевые цвета, а в игнимбригах под микроскопом часто удается наблюдать псевдоморфное замещение пемзовых частиц тонкокристаллическим геметитом. В целом же и для игнимбригов, и для пемзовых туфов наиболее обычными являются зеленые и светло-зеленые окраски.

В несколько иной геологической обстановке находятся пемзосодержащие отложения на участках, где кислый вулканизм имел трещинный площадной характер. Здесь в строении дифференцированных пестрых по составу толщ игнимбриги и сваренные разновидности пемзовых потоков образуют толщи мощностью до 800–1000 м и количественно значительно преобладают над вулканитами основного (базальтового и андезито-базальтового) состава. Для игнимбригов и отложений пемзовых потоков характерен краснокаменный облик: породы пестро окрашены в различные оттенки оранжевого, желтого, красного, сиреневого, коричневого, черного и других цветов.



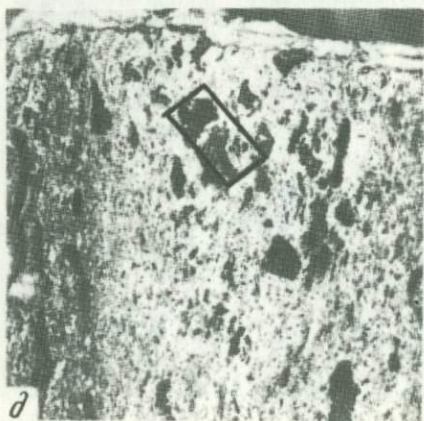
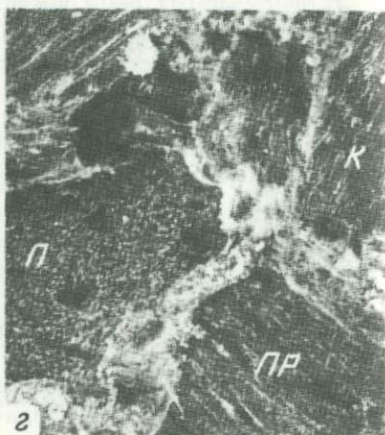
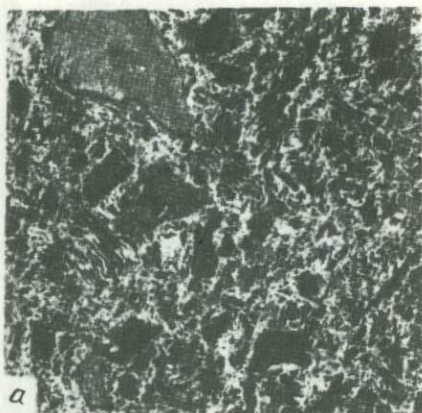
Из вторичных изменений наиболее обычны окварцевание и замещение гидрослюдой. Окрашенные в зеленые тона хлоритизированные породы встречаются реже.

Частицы пемзы в описанных выше геосинклинальных отложениях довольно однообразны. Они почти всегда имеют форму обрывков, клочков, мелких древесных щепок, с характерными расщепленными окончаниями и трубчатой микротекстурой. Подобную разновидность пемз академик Г. Абих называл "длинноволокнистой", отмечая, что она характерна для более кислых лав, в то время как другая разновидность — "круглопористая-пенистая" — более свойственна пемзам дацитового состава. Лакруа (Lacroix, 1930) называл длиноволокнистые пемзы "губчатыми" и так же считал, что разновидности с удлиненными трубчатыми порами характерны для риолитовой пемзы. И. Я. Микей (1930) длиноволокнистые разновидности пемз предлагал называть флюидальными (стр. 1505).

В описываемых нами древних отложениях трубчатый характер пор в обломках пемзы легче наблюдать не в прозрачных шлифах, а изучая пришлифованные поверхности образцов с помощью бинокулярного микроскопа. В продольных сечениях обломки пемзы обычно обнаруживают тонкополосчатую волокнистую микротекстуру. Она хорошо видна и в прозрачных шлифах в обычный поляризационный микроскоп (табл. I, в-е). В бинокулярном микроскопе благодаря боковому освещению трубчатый характер микротекстуры пемзовых обломков отчетливо наблюдается в косых и даже поперечных срезах (табл. II, б-е). Диаметр трубчатых пор в большинстве обломков составляет 0,1-0,3 мм, хотя среди пемз Ашибутака встречаются разновидности с очень тонкой (0,05 см) и довольно грубой (0,3-1 мм) трубчатой пористостью обломков. Кислое вулканическое стекло пемзовых обычно нацело замещено зеленым хлоритом (N=1,605-1,632) или, в случаях, когда оно раскристаллизовано, агрегатом тонкозернистого кварца. Бывшие поры обычно выполнены кварцем.

Таблица I. Обломки пемзы в игнимбритах

а - реликты пемзовых обломков с вкрапленниками кварца и плагиоклаза, анфшиль, в натур. величину; б - обломок пемзы с реликтами длиноволокнистой структуры, увел. 10, снято с помощью бинокулярного микроскопа при боковом освещении; в - видны деформированные обломки длиноволокнистой пемзы, вкрапленники и обломки вкрапленников кварца и плагиоклаза, без анализатора, увел. 15; г - сцементированные обломки с реликтами пемзовой текстуры и вкрапленниками плагиоклаза (pl), без анализатора, увел. 12; д - различно ориентированные обломки длиноволокнистой пемзы целиком замещенные вторичным кварцем, николи скрещены, увел. 12; е - реликты обломков длиноволокнистой (справа) и пузыристой (слева) пемзы, без анализатора, увел. 15; а, б, в, г - Учалинское рудное поле; д, е - Сибайское рудное поле



Благодаря псевдоморфному характеру замещения, в настоящее время удается наблюдать тончайшие детали строения бывших пемзовых обломков. В частности, можно различать не только трубчатую микротекстуру (табл. II, б-г, е), но и отдельные круглые пузыристые поры на ее фоне (табл. II, б), утолщения в трубчатых порах (табл. I, е). В сильно сваренных разновидностях пород, в частности в игнимбритах, детали строения различаются хуже, нередко не различаются внешние ограничения обломков и о пирокластическом характере пород остается судить лишь по наличию многочисленных участков с различно ориентированной полосчатостью (табл. I, б, г, д).

Иногда в породах удается встретить обломочки пемзы с ячеистой микротекстурой (табл. I, е). В сваренных и раскристаллизованных пемзовых обломках обычно наблюдается микросферолитовая структура, а в таких же плохо раскристаллизованных обломках хорошо различается микроперлитовая отдельность. В последнем случае стекловатый материал перлитовых ядер замещен зеленым хлоритом, а по трещинкам отдельности развит тонкочешуйчатый серицит.

Судя по взаимоотношениям вторичных минералов, хлоритизация кислого стекла является наиболее ранним процессом изменения и, по-видимому, происходила непосредственно вслед за вулканическими извержениями. Следует также отметить, что хлоритизации подвергается, в основном, стекловатый нераскристаллизованный материал. Таким же ранним процессом является образование перлитовой микроотдельности, происходившее в тех участках отложений, где благодаря сплющиванию и свариванию обломки пемзы были превращены в сплошной агрегат стекла. Вкрапленники в пемзах встречаются часто, но не всегда. Представлены они кварцем и кислым плагиоклазом, в большинстве случаев альбитом. Количества вкрапленников кварца и плагиоклаза в обломках пемзы примерно одинаковы и в сумме составляют 8-10%. Величина вкрапленников колеблется в пределах 0,5-1,5 мм.

Таблица II. Обломки пемзы в туфах пемзовых потоков: а - агрегат обломков (80-85% от объема образца), натур. вел., слева сверху обломок колчеданной руды (рв); б - различно ориентированные обломки длинноволокнистой пемзы и связующий мелкообломочный материал того же состава; п - поперечные сечения обломков, пр - продольные сечения, к - косые сечения; на фоне трубчатых пор местами видны более крупные пузыристые поры, увел. 12; в - различно ориентированные обломки длинноволокнистой пемзы, увел. 12; г - обрывок длинноволокнистой пемзы, косое сечение, увел. 17; б, в, г - под бинокуляром, при косом освещении; д - слоистый пемзовый туф из прослоя между потоками пемзовых туфов, аншлиф, натур. вел.; е - строение крупного обломка, показанного на фото "д", увел. 17. Все образцы с Сибайского рудного поля, северный борт, карьер, уступ 225-237 м

Таблица 1

Химические составы

Компонент	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	72,62	74,60	65,62	65,62	75,70	73,76
TiO ₂	74,27	0,27	0,38	0,39	0,21	0,12
Al ₂ O ₃	12,68	11,94	17,37	14,68	12,19	10,57
Fe ₂ O ₃	0,05	1,72	2,09	2,40	0,97	0,16
FeO	4,02	2,30	1,78	2,15	1,89	2,30
MnO	0,13	0,07	0,04	0,11	0,08	0,08
CaO	1,47	0,75	1,06	3,93	0,22	1,85
MgO	1,67	1,02	2,49	2,92	1,01	0,90
Na ₂ O	2,85	4,52	4,68	3,74	4,20	4,46
K ₂ O	1,42	0,61	0,98	0,62	0,90	1,12
H ₂ O	2,09	1,86	3,08	2,51	1,83	1,63
CO ₂	0,79	0,19	-	0,15	0,76	2,36
Сумма	99,03	99,85	99,57	99,35	99,96	99,33

* Номер пробы.

По химическому составу пемзокластические игнимбриты и отложения пемзовых потоков¹ представляют существенно натровые известково-щелочные ассоциации и соответствуют липаритам или дацитам, отличаясь от них главным образом резким преобладанием натрия над калием (табл. 1).

Калиевые полевые шпаты ни во вкрапленниках, ни в основной массе пород не установлены, лишь иногда они встречаются в виде вторичных минералов в пустотах и мелких метасоматических прожилках. Количественными и полуколичественными спектральными анализами в пемзовых туфах и игнимбритах установлены медь, цинк, никель, кобальт, ванадий, серебро, селен, хром, марганец, фосфор, свинец, цирконий, олово, молибден, барий, стронций.

¹ Анализировались наименее измененные породы, состоящие на 90% и более из ювениального пемзового материала, поэтому можно считать, что анализы отражают химический состав пемз.

Первые семь элементов встречаются постоянно в количествах, превышающих кларковые, следующие три — в количествах, близких кларкам, а последние пять элементов — в количествах значительно ниже кларковых. Следует отметить несколько повышенные содержания свинца, мышьяка и серебра в породах Ашибутака и ряда участков в районе г. Верхне-Уральска, по сравнению с пемзовыми породами из других рудных полей.

Вследствие значительной эрозии и тектонической нарушенности отложений первичные объемы пемзосодержащего материала могут быть оценены лишь ориентировочно. Объемы игнимбритов в рудных полях Сибая и Учалов составляли, по-видимому, 3–5 км³, в Гайском рудном поле — 8–10 км³, а на участках Ашибутака и Галки — 30–40 км³.¹

Количество туфов пемзовых потоков на Сибайском и Учалинском рудных полях составляет 0,3–0,5 км³.

Пемзосодержащие породы в отложениях орогенного этапа развития Урала изучены слабо, публикации по ним практически отсутствуют.

В последние годы пемзосодержащие породы были установлены геолого-съёмочными работами в нескольких местах Среднего и Южного Урала². В Красноуральском и Нижне-Турьинском районах (Северная часть Среднего Урала) пемзовые туфы и игнимбриды трахитового и трахиандезитового состава встречаются в отложениях нижнедевонского возраста. Внешне пемзовые туфы выглядят как массивные буроватые и буровато-зеленые породы. На шлифованной или смоченной поверхности обнаруживается пятнистая такситовая текстура. При изучении под бинокулярным микроскопом и в прозрачных шлифах устанавливается, что они на 70–85% состоят из беспорядочно ориентированных обломков до 1–3 мм длиноволокнистой пемзы, редко встречаются частицы длиной до 10–15 мм. Постоянно в количествах 3–8% присутствуют кристаллы и обломки кристаллов плагиоклаза (обычно альбит, реже средний плагиоклаз №№ 34–37), иногда пироксена. Слоистость и сортировка материала по крупности отсутствуют, что, учитывая преимущественно ювенильный характер пемзы, позволяет рассматривать туфы как отложения пемзовых потоков.

Игнимбриды представлены породами буровато-вишневой или буровато-зеленой эвтакситовой текстуры с отчетливыми, расположенными параллельно линзовидными включениями — фьямме. Фьямме представляют собой сплюснутые обрывки волокнистой или кругло-

¹Игнимбриды и сваренные туфы пемзовых потоков вместе взятые, так как несваренные отложения, подобные описанным на Сибайском рудном поле, здесь практически отсутствуют.

²Автор имел возможность познакомиться с образцами и прозрачными шлифами этих пород.

пористой пемзы. Пемза присутствует также и в связующей массе игнимбригов. Как и в пемзовых туфах, в игнимбригах постоянно присутствуют вкрапленники и обломки вкрапленников кислого плагиоклаза и пироксена.

В 100 км южнее г. Магнитогорска на Южном Урале А. В. Говоровой обнаружены пемзокластические игнимбриги в ниже-каменноугольных отложениях в обнажениях по левому берегу р. Урал на г. Соколов. Мощность игнимбригов неясна, так как участок задернован, но в отдельных коренных выходах она превышает несколько метров. Стратиграфически ниже игнимбригов (непосредственно у берега р. Урал) залегают эффузивные породы основного состава.

Породы обладают белой или желтоватой окраской и характеризуются отчетливой этакситовой текстурой с многочисленными мелкими (5–15 мм, реже до 30 мм в длину) линзовидными включениями — фьямме. При изучении в прозрачных шлифах под микроскопом устанавливается, что породы состоят из обломков длиноволокнистой пемзы и кварца. Фьямме также представлены сплюснутыми линзочками длиноволокнистой пемзы. Хорошо заметны следы пластической деформации. Игнимбриги почти нацело изменены и по существу представляют собой кварц-каолинитовые породы, неизмененными в которых, по-видимому, остались только фенокристаллы кварца.

Выходы слоистых пемзовых и кристалло-пемзокластических туфов автор наблюдал в 1972 г. в скальных обнажениях по левому берегу р. Урал у пос. Грязнушинского. Видимая мощность туфов в обнажении около 20 м, залегание почти горизонтальное, слоистость и сортировка материала по крупности отчетливые. Ниже пемзовых туфов (контакт задернован) залегают известняки с фауной нижнего карбона, выше — тонкослоистые кремнистые породы. Протяженность выходов вдоль берега около 50 м. Внешне пемзовые туфы представляют собой светло-серые или зелено-серые породы с хорошо различимой обломочной текстурой. Мощность отдельных слоев от 1 до 20–30 см.

В нижней части обнажения преобладают породы с обломками до 20 мм, вверх по разрезу они постепенно сменяются мелкообломочными (0,5–2 мм) разностями. Породы с крупными обломками зеленой пемзы имеют пятнистую текстуру. При значительном (50–90%) количестве пемзы породы окрашены в зеленые и темно-зеленые тона, если преобладают кристаллы полевого шпата, породы имеют светло-серую окраску. Кроме главных составных частей — пемзы и кристаллов полевого шпата, в породах постоянно в небольшом (до 10–15%) количестве присутствуют обломочки хлоритизированного вулканического стекла с перлитовой микротекстурой и резургентный материал: обломки диабазов, порфиров, андезитового порфирита, в единичных случаях встречены обломки зеленого пемзокластического игнимбрига.

Количество пемзы в разных слоях меняется в пределах от 15 до 80%, преобладают длиноволокнистые разновидности. Величина

обломков колеблется в разных слоях от 1–2 до 15–25 мм. Полевой шпат представлен кислым плагиоклазом, чаще альбитом. Кристаллы имеют преимущественно таблитчатый облик, величина их от 0,5 до 2,5 мм. Часто встречаются мелкие кубические псевдоморфозы лимонита по кристаллам пирита.

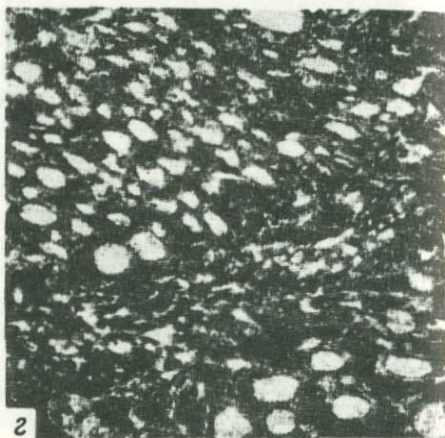
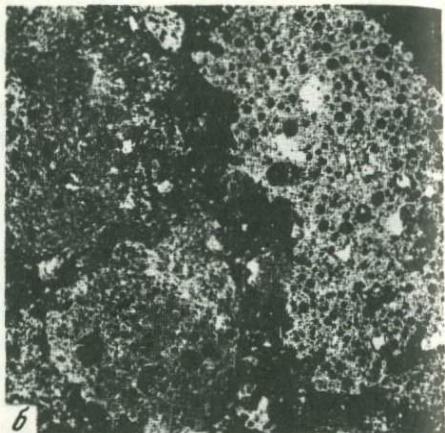
Вулканические шлаки. Упоминания о присутствии шлака в палеозойских толщах Урала в литературе встречаются довольно часто, но сколько-нибудь подробная характеристика шлаков и условий их нахождения имеется в единичных публикациях. Как и пемза, шлаки залегают среди геосинклинальных и орогенных отложений.

В геосинклинальных отложениях шлаки в заметных количествах встречаются в верхних частях разреза пестрых по составу пачек вулканогенных пород, являющихся продуктами деятельности вулканов центрального типа. Характеристику их мы уже приводили при описании условий залегания пемзовых отложений. Это участки рудных полей колчеданных и других им аналогичных месторождений Учалы, Сибай, Гай. Другим типом отложений, в которых заметную роль играют шлаковые образования, являются верхние части разреза вулканогенно-обломочных толщ хр. Ирэндик.

В рудном поле Сибайского колчеданного месторождения шлаки распространены в толще вулканических брекчий спилитов (фиг. 1). В условиях современного эрозийного среза мощность этой толщи составляет 500 м. Толща грубо стратифицирована и состоит из весьма многочисленных слоев обломочного материала, мощностью от 10–15 см до нескольких метров (табл. III, а). Подавляющая часть обломочного материала толщи имеет ювенильный характер, ее составляют продукты извержения расплава базальтового состава.

По текстурным особенностям ювенильный материал пород представлен обломками¹ вулканического шлака и миндалекаменных лав. Слои отличаются один от другого главным образом размерами и количественными соотношениями этих двух главных компонентов. Преобладающую часть разреза составляют слои, состоящие из переменного количества обломков шлака и лав величиной от 1 до 10–12 см. Нередко встречаются слои, где абсолютно преобладает один из двух компонентов. В таких случаях иногда можно наблюдать явления взаимной пластической деформации обломков с образованием общих границ и явлениями сваривания. Часто встречаются обломки, в которых миндалины (бывшие поры) распределены закономерно, в зависимости от внешней формы. Это позволяет относить их к вулканическим бомбам. Сколько-нибудь заметные сортировка и слоистость материала внутри слоев отсутствуют. Лишь в маломощных (0,1–0,5 мм) прослоях тонкообломочного (1–15 мм) шлака, иногда

¹Употребление термина "обломок" в данном случае в значительной степени условно, так как частицы материала образовались в результате дезинтеграции расплава и в момент образования, а часто и во время отложения, находились в пластичном и полурасплавленном состоянии.



встречающихся в разрезе, можно наблюдать нечетко выраженную слоистость.

Обломки шлака и миндалекаменных лав, являясь по всей вероятности продуктами одного и того же извержения, отличаются не только пористостью, хотя по этому признаку между ними можно отметить постепенные переходы, но также и степенью раскристаллизации материала. Первично шлаковые обломки, вероятно, стекловатые, в настоящее время, нацело замещены мелкочешуйчатым агрегатом темно-зеленого хлорита, а массивные разновидности характеризуются, в большинстве случаев, типичной гиалопилитовой (спилитовой) структурой и часто замещены эпидотом и пумпелитом. Имеются заметные различия и в конфигурации бывших пор: в шлаках они часто вытянутые и неправильные (табл. III, б-д), а в лавовых обломках обычно круглые. Кроме того, величины пор в лавовых обломках (в каждом данном обломке) мало отличаются, а в шлаках в одном обломке мы часто наблюдаем поры величиной от долей миллиметра до 8-10 мм. Перечисленными особенностями в значительной степени определяется и внешняя форма обломков: для шлаков характерны ноздреватые или рваные их контуры (табл. III, б, в), поверхность обломков эффузивных пород обычно ровная, шлаки напоминают обрывки материи, обломки лавовых пород — комки. Поровые пустоты в обломках шлака и "лав" выполнены вторичными минералами, среди которых количественно преобладают хлорит, кальцит, кварц, реже встречаются эпидот, пумпелит, пренит.

Совместное нахождение двух различных по текстурно-структурным особенностям разновидностей обусловлено, по-видимому, пре-

Таблица III. Вулканический шлак

а — северо-восточная стенка карьера Сибайского рудного поля, видна слоистость в толще вулканических брекчий спилитов; б — вулканическая брекчия спилитов; большинство пор в обломках шлака выполнены хлоритом, а каркас породы представляет собой слабо раскристаллизованный эпидотизированный спилит, увел. 2; в — обломки хлоритизированного шлака в шлаковом туфе, большинство пор выполнено карбонатом и кварцем; без анализатора, увел. 20; г — спекшийся шлак (агломинат), заметно некоторое сплющивание обломков, характерно отсутствие внешних органичений, поры выполнены карбонатом и кварцем, без анализатора, увел. 20; д — обломок вулканического шлака, без анализатора, увел. 30; е — мелкообломочный шлаковый агломинат, поры выполнены вторичным плагиоклазом, без анализатора, увел. 20;

а, б — Сибайское рудное поле, главный карьер; в, г — Учалинское рудное поле, южный борт карьера; д — пос. Княсьпинский, Северный Урал (материалы Ю.С. Каретина); е — выходы шлаков среди нижнекаменноугольных вулкаников по правому берегу р. Верхняя Гусиха в устье балки Рябовский дол (материалы А.В. Говоровой)

рывистым характером взрывной деятельности: в промежутках между взрывами на поверхности лавы в жерле вулкана возникал слой застывшего и полужастывшего материала, который и служил источником менее пористой и более раскристаллизованной породы эффузивного облика.

По химическому составу шлаковые породы Сибая соответствуют базальтам (табл. 2).

В рудных полях Учалинского и Гайского¹ колчеданных месторождений условия нахождения шлака аналогичны описанным, но мощность шлаковых отложений достигает 1 км. Кроме того, в Учалинском рудном поле в разрезе шлаковых отложений на долю лавовых фаций приходится до 30–40%.

Еще одним отличием этих рудных полей от Сибайского является существование между отложениями пемзовых потоков и толщей "вулканических брекчий спилитов" пачки слоистых мелкообломочных шлаковых и пепловых туфов базальтового состава. В разрезе Учалинского рудного поля эта пачка имеет мощность 25–30 м, на Гае ее мощность достигает 80–90 м. Кроме шлаков и пеплов в этой пачке на Гайском месторождении встречаются слои туффитов, туфопесчаников, литокристаллокластических туфов. Единичные тонкие прослои с остатками водорослей известны так же среди слоистых пеплов и шлаков на Учалинском рудном поле (С.Г. Грешнер и др., 1970). Мощность слоев в разрезе этих пачек колеблется от нескольких сантиметров до 6–8 м. Величина обломков шлака в среднем составляет 5–6 мм, но встречаются обломки до 10–12 мм. В наиболее мощных слоях местами наблюдаются признаки пластической деформации и сваривания обломков шлака.

Присутствие шлаков среди дифференцированных вулканогенных толщ ландоверийского возраста в окрестностях г. Карпинска на Северном Урале отмечает Ю.С. Каретин (1968). Они залегают в виде линз, быстро выклинивающихся пластов. Тут же встречены единичные хорошо сохранившиеся вулканические бомбы с сильно пористой структурой внутренней зоны. Характерно сваривание шлаков и краснокаменные изменения. Химический состав шлака приведен в табл. 2.

В несколько иной геологической обстановке встречаются шлаковые образования в хребте Ирэндик на Южном Урале. Этот хребет в виде самостоятельной горной цепи шириной 10–15 км протягивается в близмеридиональном направлении почти на 400 км. И.В. Хворова и М.Н. Ильинская (1961, 1963 и др.), изучавшие литологию и условия накопления вулканогенно-обломочных толщ хр. Ирэндик, указывают, что шлак а также вулканические бомбы являются

¹Довольно подробная характеристика шлаковых отложений Гайского рудного поля и условий их залегания приведена в Трудах ЦНИГРИ "Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нём медноколчеданного оруденения", вып. 83. (М.Б. Бородаевская и др.) М., 1968.

Таблица 2

Химический состав шлаков Сибайского рудного поля

Окислы	1*	2	3	Окислы	1	2	3
SiO ₂	46,16	53,23	54,45	CaO	6,84	9,18	2,56
TiO ₂	0,52	0,45	0,55	MgO	7,00	5,64	7,05
Al ₂ O ₃	15,40	12,48	17,15	Na ₂ O	3,10	3,60	2,01
Fe ₂ O ₃	1,48	6,31	5,85	K ₂ O	0,67	0,60	3,42
FeO	8,91	6,09	3,45	П.п.п.	10	1,92	3,28
MnO	0,22	0,12	0,08				
Сумма					100,30	99,62	99,85

*1 (157/72) – мелкообломочный хлоритизированный шлак с южного борта карьера Сибайского рудного поля; 2 (К-60-64) – красно-каменно-измененный шлаковидный андезито-базальтовый порфирит из окрестностей оз. Узункуль (хр. Ирндык, северная часть, материалы В.А.Коротеева); 3 (549) – аглютинат, пос. Княсьпинский (30 км к сев.-зап. от г. Карпинска), по Ю.С.Каретину; анализ выполнен в ЦХЛ УТГУ.

заметной составной частью в агломератах. Последние слагают небольшие (2-5 км²) изолированные участки и представляют собой остатки древних (нижнедевонских) вулканических центров, цепочкой располагавшихся на всем протяжении современного хребта. В этих же публикациях, а также в более поздней работе Г.Ф.Червяковского и В.А.Коротеева (1968) указывается на признаки пластической деформации в шлаках, на присутствие сваренных шлаков (аглютинатов). Химический состав шлака приводится в табл. 2.

Достоверные сведения о присутствии и распространении шлаков среди отложений орогенного этапа в доступной нам литературе отсутствуют, и автор располагает лишь несколькими образцами и шлифами, любезно предоставленными ему А.В.Говоровой (Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР). Коренные выходы шлаков базальтового состава установлены ею на правом берегу р. Верхняя Гусиха (один из левых притоков р. Урал) в устье балки "Рябовский дол".

Шлаковые образования залегают среди вулканогенных пород базальтового состава березовской свиты нижнего карбона. Выходы прослеживаются вдоль берега реки на протяжении 50 м. Внешне это плотные темно-зеленой окраски породы, обломочная текстура которых различается с большим трудом только на смоченной или пришлифованной поверхности. Под бинокулярным микроскопом отчетливо

видно, что порода состоит из многочисленных округлых с зазубренными рваными краями обломочков вулканического шлака величиной от 2 до 10–15 мм. Среди массы темно-зеленых и бурых обломков часто встречаются окисленные обломки оранжевого и красного цвета. Окраска обусловлена обильным выделением тонкокристаллического гематита. Тонкообломочная связующая масса почти отсутствует вследствие того, что обломки плотно соприкасаются и промежутки между ними малы. В прозрачных шлифах видно, что стекловатый каркас обломков нацело замещен зеленым хлоритоподобным тонкочешуйчатым минералом, а округлые, овальные или неправильной формы бывшие поровые пустоты выполнены вторичным кислым плагиоклазом. Местами заметно сплющивание обломков и исчезновение четких границ между ними (табл. III, е).

В настоящей статье мы постарались использовать все имеющиеся на сегодня в нашем распоряжении материалы личных наблюдений, литературные источники и любезно предоставленные нам материалы других исследователей. Пользуясь случаем автор выражает искреннюю благодарность за это свои коллегам А.В. Говоровой, Ю.С. Каретину и сотрудницам петрографического кабинета Уральского геологического управления В.А. Кусмауль и Л.В. Голубевой. По-видимому, приведенные примеры не отражают полностью ни масштаба распространности, ни разнообразия генетических типов пемзовых и шлаковых отложений, но мы надеемся, что они окажутся полезными для дальнейшего изучения продуктов древнего вулканизма.

Литература

- Говорова А.В., Червяковский Г.Ф. О природе атачита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 12.
- Грешнер С.Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. — В кн.: "Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов", т. 3. Свердловск, 1966.
- Грешнер С.Р., Авдонин В.В., Смирнова И.А., Челноков В.П. Условия формирования вулканогенных толщ кислого состава Ацебутацкого антиклинория на Южном Урале. — Сов. геология, 1969, № 12.
- Грешнер С.Г. Игнимбриты в главной вулканогенной зоне Урала. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. 3. Свердловск, 1969.
- Грешнер С.Г. О происхождении обломочных пород и рудных обособлений висячего боку Сибайского колчеданного месторождения на Южном Урале. — ДАН СССР, 1970, т. 192, № 3.
- Грешнер С.Г., Чувашов Б.И., Богданова Е.И. О находках органических остатков в слоистых породах висячего бока Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: "Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР". Свердловск, 1970.
- Грешнер С.Г. О природе и возрасте кислых вулканитов Бакр-Узякского рудного поля на Южном Урале. — В сб.: "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 5. Магматизм и металлогения". Уфа, 1972.

- Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахиантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. — В сб. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала." Труды Первого Уральского петрографического совещания, т. 1. Свердловск, 1963.
- Каретин Ю.С. Пемзовые туфы и кальдеры в силуре Среднего Урала. — ДАН СССР, 1967, 173, № 2.
- Каретин Ю.С. Пемзовые туфы и игнимбриты Галкинской кальдеры в силуре севера Среднего Урала. — В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Труды Второго Уральского петрографического совещания, т. 3. Свердловск, 1969.
- Козулин В.А., Беляева Н.И., Петров Г.В., Титов А.К. Эксплозивные брекчии одного из медноколчеданных месторождений. — В сб.: "Геология и полезные ископаемые Урала", ч. 2 (Материалы ко II уральской конференции молодых геологов и геофизиков). Свердловск, 1969.
- Коротеев В.А., Мельникова Г.Б. О находках пизолитовых туфов на Южном Урале. — В кн.: "Вулканические образования Урала". Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1968.
- Микей И.Я. Опыты классификации пемзовых структур. — Мин. сырье, №№ 11-12, 1930.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. Волнистые лавы хребта Ирендык-Куркак на Южном Урале. — В кн.: "Вулканические образования Урала". Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1968.
- Червяковский Г.Ф., Коротеев В.А. К картированию вулканогенных образований Урала. — В кн.: "Палеовулканизм Урала". Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1968.
- La croix A. Remarques sur les materiaux de projection des volcanes et sur la genese des roches piroklastiques, quils constituent. Soc. Geol. France. Livre Jubilaire Gentenaire, 1830-1930, 2.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБСИДИАНОВ И ПЕРЛИТОВ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР, ИСПОЛЗУЕМЫХ В КАЧЕСТВЕ СЫРЬЯ ДЛЯ КЕРАМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Обычно в качестве керамической связки для абразивного инструмента используются полевой шпат, пегматит, борное стекло или каолин.

Однако в связи с тем, что полевой шпат относительно дефицитен, Всесоюзный научно-исследовательский институт абразивов и шлифования (ВНИИАШ) предложил использовать в качестве одного из компонентов керамической связки стекловидные разновидности кислых липаритовых пород — обсидианы или перлиты. Высокие технические и керамические свойства обсидианов и перлитов позволяют использовать их также в качестве однокомпонентной керамической связки. Возможность использования обсидианов и перлитов в качестве сырья керамической связки регламентируется техническими условиями, разработанными ВНИИАШ (табл. 1).

По расчетам ВНИИАШ, годовая потребность в обсидиане или перлите используемых в качестве сырья керамической связки составляет 5000 тонн, а к 1975 г. должна достигнуть 7000 тонн.

Учитывая это, ВНИИАШ и Министерство геологии СССР предложили Управлению геологии Арм.ССР в течение 1967–1968 гг. произвести ревизионно-опробовательские и поисково-разведочные работы с целью выявления и подсчета запасов обсидианов или перлитов (350–500 тыс. тонн), отвечающих техническим условиям на керамические связки для абразивных инструментов.

Поисковые и ревизионно-опробовательские работы проводились в пределах липарито-обсидиановых комплексов горы Артени — северная часть Арагацкого месторождения перлитов, 1 и 2 участки Артенийского месторождения обсидианов), в районе сс. Фонтан-Джрабер-Гюмуш (Джраберское месторождение перлитов, Гюмушские и Фонтанские участки перлитов и обсидианов) и горы Атис (по обсидианам юго-западного склона горы Атис).

Разведка с целью подсчета запасов обсидианов была произведена в центральной части I участка Артенийского месторождения. В основу настоящей статьи положены материалы, полученные в результате поисково-разведочных работ (исполнители А.Т. Микаелян и А.О. Мартиросян).

В строении липарито-обсидиано-перлитового комплекса горы Артени участвуют липариты и разновидности, переходные к обсидианам, а также массивные и брекчиевидные обсидианы, перлиты, брекчии перлитов. Среди перлитов выделяются массивные и волокнисто-пористые образования.

Породы кислого эффузивного комплекса г. Артени подстилаются андезитом-базальтами верхнего плиоцена.

Мощность перлитов на Арагацком месторождении колеблется в широком интервале — от 1 до 15–20 м. Перлиты образуют обломки и глыбы различных размеров, которые погружены в песчано-пелловую массу. Книзу перлиты переходят в брекчии обсидианов и перлитов и в массивные обсидианы.

Артенийское месторождение обсидианов (1 участок) представляет гряду северо-восточного направления длиной до 3 км и шириной от 0,4 до 0,8 км с относительными превышениями от 70 до 100 м.

Среди липаритов обсидианы образуют отдельные участки, зоны и линзоподобные тела.

В разрезе лавового комплекса обсидианы залегают под перлитами. Нередко брекчиевидные (дробленные) обсидианы переслаиваются с липаритами или включают породы, переходные от липаритов к обсидианам. Мощность обсидианов варьирует от 1 до 15 м. Разведанный участок обсидианов Артенийского месторождения образует залежь длиной 500–560 м при ширине до 100–200 м. По периферии залежь обсидианов граничит с переходными разностями липаритов. Тело обсидианов имеет зональное строение. В центральной части развиты массивные разности, по периферии — брекчиевидные. От периферии к центру гряды мощность обсидианов увеличивается.

На 2 участке Артенийского месторождения обсидианов (расположен на расстоянии 3 км к востоку от 1 участка) в строении лавового потока участвуют (снизу вверх) липариты и их переходные разности, массивные и брекчиевидные обсидианы и перлиты. Обсидианы встречаются в виде отдельных изолированных залежей, выше которых местами залегают брекчии перлитов и перлиты. Здесь брекчии обсидианов и перлитов по сравнению с 1 участком имеют большее распространение. Мощность обсидианов колеблется от 2 до 10–12 м.

Джаберское месторождение обсидианов и перлитов, а так же Фонтанский и Гюмушский участки перлитов и обсидианов приурочены к липарито-обсидиано-перлитовому лавовому комплексу района сел. Фонтан-Джабер-Гюмуш. Породы лавового комплекса залегают непосредственно на долеритовых базальтах и андезитом-базальтах верхнего плиоцена. В строении лавового комплекса участвуют липариты и их переходные разности, обсидианы, обсидиановидные разности, брекчии обсидианов и перлитов, перлиты различной текстуры и литоидные пемзы. В основании покрова залегают синевато-серые липариты, переходные к обсидианам. Мощность этих пород превышает 35 м. Выше по разрезу расположены обсидианы. Они распространены вдоль всего лавового потока. Обсидианы часто включают разновидности, переходные к липаритам. Мощность обсидианов превышает 25 м. Обсидиановые разности с вкрапленниками полевых шпатов распространены на южном склоне горы Гутансар.

Вверх по разрезу залежи обсидианы переходят в брекчии обсидианов и перлитов. Их мощность превышает 10 м, состоят они из

обломков обсидианов и перлитов, сцементированных пепловой массой бурого и коричневого цветов. Выше брекчий распространены светло-серые обломочные разности лавового комплекса, именуемые, в зависимости от текстурно-структурных особенностей, перлитами или литоидными пемзами.

В районе сс. Фонтан и Джрабер в общей массе светло-серых разностей преобладают плотные перлиты, а в районе с. Гюмуш, наоборот, преобладают более пористые их разности и литоидные пемзы. Мощность перлитовых пород на Джраберском и Фонтанском участках доходит до 15-20 м, а на Гюмушском участке - от 5-10 до 35 м.

В комплексе лавового покрова на юго-западном склоне горы Атис участвуют липариты и их разности, обсидианы, брекчии обсидианов и перлитов и перлиты.

Наиболее широко распространены обсидианы на восточном склоне. Здесь они образуют отдельные пластообразные тела с резко изменяющимися мощностями среди липаритоподобных разностей. В другом случае обсидианы ассоциируют с пепловым материалом и с породами брекчированных зон. Видимая мощность отдельных пластообразных обсидиановых тел доходит до 5 м. Общая мощность комплекса с преобладанием обсидианов превышает 50 м.

К западу от описываемого участка преобладающим распространением пользуются липариты и их разности, включающие массивные и брекчиевидные мелкодробленные обсидианы. Среди липаритоподобных разностей обсидианы образуют прослой от 1 см до 1,5 м. Для обсидианов западного участка характерна коричневая окраска, восточного - черная и серая.

Обсидиановые породы горы Атис содержат значительно меньше стекла нежели обсидианы Артенийского месторождения. Перлиты здесь имеют ограниченное распространение и встречаются в виде отдельных изолированных участков. Под микроскопом обсидианы имеют витрофировую и витропорфировую структуру с кристаллитовой структурой основной массы. В обоих структурных типах стекло переполнено кристаллами.

На Артенийском месторождении обсидианы в основном имеют витрофировую структуру, лишенную кристаллической фазы.

На Джраберском месторождении и горе Атис часто встречаются обсидианы с микролитовой структурой. Кроме стекла, в породе присутствуют микролиты и зернышки плагиоклаза размером до 0,8 мм и листочки биотита. При большом увеличении в обоих структурных типах наблюдается значительное количество кристаллитов. В обсидианах Артенийского месторождения содержится до 20% кристаллитов, а в обсидианах Джрабера и горы Атис - до 30-35%. В трещинах обсидианов Джрабера наблюдается наличие кристобалита.

На Артенийском месторождении встречаются полосчатые (липаритоподобные разности трех типов: витролипариты (вкрапленники отсутствуют), породы с полосами тонкозернистого строения и породы, не содержащие полос тонкозернистого строения. Для третьей разновидности характерна флюидальность, стекло раскристаллизовано во

вторичный микросферолитовый агрегат кварц-полевошпатового состава. Во втором типе стекло раскристаллизовано меньше, развиты полосы с тонкозернистой дробленной массой.

На Джраберском месторождении в липаритоподобных разностях наблюдается чередование полос с различной степенью кристалличности вещества (сферолитовая, кристокристаллическая и витрофировая).

При микроскопическом исследовании можно выделить обсидиановые перлиты (перлитовые шарики с обсидиановым цементом), липаритовые перлиты (пространство между перловыми шариками заполняется кристаллической средой с зернами плагиоклаза) и сферолитовые перлиты (промежутки между перлами заполнены сферолитовой массой). Для обсидиано-перлита характерна флюидальность. В стекле в большом количестве присутствуют кристаллиты. В сферолитовых перлитах вулканическое стекло раскристаллизовано в сферолитовый агрегат кварц-полевошпатового состава.

Под микроскопом видно, что брекчии обсидианов и перлитов состоят из обломков перлита и обсидиана, сцементированных тонко дробленной стекловатой массой. Обломки перлитов имеют перлитовую отдельность.

Химические составы обсидианов и перлитов изученных 8 месторождений приводятся в табл. 1.

Частные значения содержания SiO_2 в обсидианах и перлитах изученных месторождений колеблются в пределах от 69,88 до 75,82%. Обсидианы и перлиты горы Артени и обсидианы горы Атис обладают более высокими содержаниями SiO_2 по сравнению с обсидианами и перлитами районов Фонтан-Джрабер-Гюмуш. Но в целом обсидианы и перлиты изученных месторождений по содержанию SiO_2 отвечают техническим требованиям.

Как частные значения содержания Al_2O_3 (от 12,35 до 16,15%), так и их средние значения по всем месторождениям и участкам находятся в пределах нормы технических требований.

Содержание Fe_2O_3 в перлитах и обсидианах горы Артени постоянно по сравнению с обсидианами и перлитами Фонтан-Джрабера. Пробы с высоким содержанием Fe_2O_3 часто встречаются в перлитах и обсидианах Фонтан-Джрабера и горы Атис. Низкое среднее содержание FeO отмечается в перлитах и обсидианах горы Артени. Среднее общее содержание железа в окисной форме в обсидианах и перлитах горы Артени колеблется от 0,82 до 1,07%, остальных месторождений - от 1,36 до 2,96%. Таким образом, по содержанию железа наиболее перспективны породы, частные значения Fe_2O_3 (общее) в которых не превышают 1% (Арагацкое месторождение перлитов, северная часть) и Артенийское месторождение обсидианов (центральная часть 1-го участка).

Самое низкое содержание CaO (1,40%) отмечено в пробах, отобранных из северной части Арагацкого, Артенийского, Фонтанского и Гюмушского участков. Наименее изменчивы по содержанию CaO перлиты Арагацкого и обсидианы I участка Артенийского месторождения.

Таблица 1

Химические составы обсидианов и перлитов изученных месторождений

Компонент	1	2	3	3а	3б	4
SiO ₂	70-75	72-75	73,57	72,01	72,05	74,05
Al ₂ O ₃	12-16	13-15	14,07	14,25	14,33	13,61
Fe ₂ O ₃ (общ.)	He > 1	He 1	-	0,82	0,81	0,96
FeO	-	-	-	0,29	0,39	0,49
MgO	-	-	-	0,30	0,37	0,32
CaO	He > 1	He 1,5	1,26	1,05	0,99	1,15
Na ₂ O			-	3,76	3,67	3,79
K ₂ O	He > 7,5	He 7,5	-	4,39	4,26	4,12
П.п.п.	He > 4	He 1	3,67	3,43	3,52	0,15
K ₂ O/Na ₂ O	He менее 1	He менее 1	-	1,16	1,16	1,08

1 - перлит, соответствующий техническим требованиям; 2 - обсидиан, соответствия (23 определения); 3а - перлит северной части Арагацкого месторождения (6 опр.); 4 - обсидиан I участка Артезийского месторождения (7 опр.); 5 - обсидиан II участка Артезийского месторождения (20 опр.); 7 - перлит Джраберского месторождения (17 опр.); Фонтанского месторождения (5 опр.); 9а - перлит участка, расположенного юго-западного склона г. Атис (8 опр.); 10а - обсидиан восточной части

В перлитах северной части Арагацкого месторождения достоверные интервалы среднего содержания CaO при надежности 0,999, колеблются в пределах от 0,90 до 1,20%, а в обсидианах I участка Артезийского месторождения - от 0,82 до 1,48%. Как видно из этих данных, границы среднего значения содержания CaO в перлитах Арагацкого месторождения отклоняются в сторону повышения от нормы (такое же положение отмечается у перлитов и обсидианов Джраберского месторождения), а в обсидианах Артезийского месторождения содержание CaO находится в пределах нормы.

Отношения значений содержания K₂O к Na₂O для перлитов Арагацкого и обсидианов Артезийского месторождений составляют соответственно 1,08 и 1,16, а для перлитов и обсидианов Фонтан-Джрабер-Пюмуша и юго-западного склона горы Атис - от 0,92 до 0,98.

Количество п.п.п. во всех участках перлитов и обсидианов находится в пределах допустимого.

Из статической характеристики химического состава разведанной центральной части I участка Артезийского месторождения обсидианов видно, что достоверные интервалы среднего содержания SiO₂,

4а	5	6	7	8	9	9а	10	10а
73,94	73,66	71,71	70,76	70,28	71,79	70,82	73,07	74,09
13,65	13,83	14,23	14,14	13,66	14,31	14,77	14,91	14,34
0,95	1,07	2,09	1,82	2,96	1,38	1,36	1,86	2,05
0,40	0,53	1,37	1	2,19	1,07	0,99	0,92	1,15
0,45	0,29	0,70	0,58	0,60	0,59	-	0,42	-
1,06	1,13	1,43	1,60	1,33	1,31	1,45	1,34	1,57
3,76	3,76	4,17	4,12	4,07	4,21	Не опр.	4,05	Не опр.
4,15	4,25	3,87	3,96	3,77	4,03	Не опр.	3,81	Не опр.
0,28	1,18	0,89	2,42	1,58	1,78	3,71	0,00	0,23
1,10	1,13	0,92	0,96	0,92	0,98	-	0,94	-

ветствующий техническим требованиям; 3 - перлит Арагацкого месторождения (19 опр.); 3б - перлит наиболее перспективного участка северной час-ского месторождения (17 опр.); 4а - обсидиан наиболее перспективной част-ка Артенийского месторождения (7 опр.); 6 - обсидиан Джраберского ме-8 - обсидиано-перлит Гюмушского участка (10 опр.); 9 - обсидиано-перлит го к северо-востоку от села Фонтан (9 опр.); 10 - обсидиан западной час-юго-западного склона г. Атис (18 опр.).

при надежности 0,999, колеблются от 72,20 до 73,16%. Обсидиа-ны по содержанию SiO_2 слабо изменчивы.

Доверительные интервалы среднего содержания Al_2O_3 , при на-дежности 0,999 колеблются от 12,92 до 13,34%; общего содер-жания железа в окисной форме - от 0,59 до 0,87%; CaO - от 1,16 до 1,36%; п.п.п. - от 0,17 до 0,61%.

Частные значения суммы содержания щелочей, их средние содер-жания и отношения K_2O к Na_2O в целом по всей разведанной пло-щади отвечают техническим условиям на керамические связки. Со-держание Al_2O_3 , Na_2O и K_2O в обсидианах имеет незначительную изменчивость (до 5,42%). Содержание CaO менее постоянно, по сравнению с содержанием остальных отмеченных выше компонен-тов, но, однако, менее изменчиво, чем содержание Fe_2O_3 . Летучие весьма неравномерно распределены в обсидианах.

Технологическое исследование обсидианов 1 участка Артений-ского месторождения (валовая проба весом 3000 кг) проводилось на Ленинградском абразивном заводе "Ильич".

Расплав обсидиана получился ровный, блестящий, стекловидный, светло-серого цвета. Излом с мелкими порами. Образец производ-

Таблица 2

Сопоставление прочностных характеристик производственных и обсидиановых связок

Состав связки, в %	Прочность на изгиб, кг/см ²		Прочность на разрыв, кг/см ²
	Свежефор- мованные образцы	Высушен- ные образ- цы	Обожженные образцы
Полевой шпат - 50, глина - 50	0,79	19,80	115
Полевой шпат - 20, глина - 30, тальк - 10, борное стекло - 40	0,76	6,50	146
Обсидиан - 100	0,36	26,50	151

ственной связки имеет неровную поверхность, темно-коричневый цвет, излом с крупными порами.

Связки из обсидиана, в отличие от лучших современных многокомпонентных борсодержащих связок, после обжига получают более однородными, без газовых включений. Высокая температура плавления обсидиана (1180°) позволяет использовать его в технологических процессах с обжигом изделий при температуре 1250°.

Из табл. 2 видно, что прочность на изгиб образцов, высушенных при хранении на воздухе повышается. Прочность обожженного образца на обсидиановой связке на разрыв выше, чем образцов на борном стекле и на полевоом шпате.

На заводе "Ильич" проводилась проверка пригодности обсидиана в качестве заменителя полевого шпата и пегматита. Приготовленные образцы изделий с электрокорундовым материалом, изготовленном по заводской рецептуре, были подвергнуты испытанию на разрыв. Для сопоставления были взяты производственные связки с наиболее высокими показателями.

Из табл. 3 видно, что замена полевого шпата и борного стекла обсидианом в керамических связках не снижает прочности абразивного инструмента.

Для испытания эксплуатационных свойств абразивного инструмента на обсидиановой связке были изготовлены опытные партии кругов различных характеристик из белого электрокорунда. Круги были изготовлены в производственных условиях по действующей технологической схеме. Испытания кругов проводились на заводах-потребителях.

Таблица 3

Сопоставление прочности на разрыв абразивного инструмента на производственных многокомпонентных связках и многокомпонентных связках с обсидианом

Номер образ-ца *	Тип связки	Прочность на разрыв, кг/см ²	
		Твердость СМ-2	Твердость СТ-2
1	Электрокорунд белый № 40	146	174
1 ^{об}	То же	152	176
2	"	125	142
2 ^{об}	"	123	135
1	Электрокорунд нормальный № 40	132	158
1 ^{об}	То же	136	153
2	"	121	138
2 ^{об}	"	127	122

Содержание в %:	Полевой шпат	Глина	Тальк	Борное стекло	Обсидиан
1	20	30	10	40	-
1 ^{об}	20	30	10	-	40
2	48	40	12	-	-
2 ^{об}	-	40	12	-	48

Опытные круги на связках из обсидиана (100%) характеризуются существенными преимуществами по сравнению с обычными.

Стойкость кругов на обсидиане до полного износа по отношению к кругам на производственных связках на 18-20% выше.

Шлифовальные круги на обсидиановой связке обладают хорошими режущими свойствами и по чистоте обработки на класс выше нежели круги на связке из борного стекла (класс чистоты обработки поверхности изделий при помощи кругов на обсидиановой связке соответствует 7-8).

Стойкость до полного износа кругов на обсидиановой связке составляет 112 рабочих час., а на производственной связке из борного стекла - 76, т.е. на 47,3%.

Так как обсидианы впервые разведывались в качестве сырья для керамической связки, считаем необходимым здесь кратко охарактеризовать методику разведки. Учитывая морфологические особенности залежи обсидианов и требования промышленности разведка производилась по линиям, ориентированным перпендикулярно длинной стороне залежи (вкрест-простираения лавового потока). При этом расстояние между линиями варьировало от 70 до 100 м, расстояние между выработками на линиях от 40 до 60 м. Разведка проводилась шурфами глубиной до 6–8 м. Пробы отбирались бороздовым способом по вертикальной мощности полезной толщи в выработке. Подсчет запасов обсидианов производился по способу геологических блоков. Запасы обсидианов, пригодных в качестве сырья однокомпонентной керамической связки в абразивной промышленности утверждены ГКЗ СССР.

По данным разведки, возможно проектирование и строительство горнодобывающего предприятия на базе обсидианов I участка Артенйского месторождения.

Изложенный выше материал по изучению обсидианов и перлитов некоторых месторождений Арм. ССР в качестве керамической связки позволяет сделать следующее заключение. Обсидианы и перлиты горы Артени и обсидианы горы Атис характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 по сравнению с обсидианами и перлитами Фонтан–Джрабер–Гюмуша. Но в целом обсидианы и перлиты исследованных месторождений по содержанию SiO_2 отвечают техническим требованиям для керамического сырья. В некоторых пробах обсидианов Джрабера и Гюмуша содержание O_2 понижается. Содержание Al_2O_3 по всем месторождениям находится в пределах нормы технических требований.

Содержание железа и CaO в обсидианах и перлитах горы Артени меньше (и ближе к норме), чем в обсидианах и перлитах Джрабер–Фонтана и горы Атис. Причем на Джрабер–Фонтане содержание железа более изменчиво, чем в обсидианах и перлитах горы Артени. Количество K_2O в обсидианах и перлитах горы Артени выше чем Na_2O и, наоборот, в обсидианах и перлитах Джрабер–Фонтан–Гюмуша и горы Атис Na_2O преобладает над K_2O .

Разности, переходные от липаритов к обсидианам (липаритоподобные полосчатые породы), брекчии обсидианов и перлитов по химическому составу не отличаются от собственно обсидианов и перлитов. Следовательно, наряду с обсидианами и перлитами они могут быть объектами изучения в качестве сырья для керамической связки (северная часть Арагацкого месторождения перлитов). По химическому составу наилучшими являются перлиты Арагацкого и обсидианы Артенйского месторождений.

По химическому составу обсидианы центральной разведанной части 1 участка Артенйского месторождения, запасы которых подсчитаны и утверждены как сырье для керамической связки, находятся в пределах норм, обусловленных техническими условиями для использования их в качестве керамической связки в абразивной промышленности.

Технологическое изучение показало, что по химическому составу, огнеупорности и структуре обсидиан 1 участка Артенийского месторождения может использоваться в качестве сырья для однокомпонентной керамической связки, а также как заменитель пегматита и полевого шпата в керамической многокомпонентной связке.

Литература

- Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. Изд-во "Наука", 1969.
- Милановский Е.Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме М. Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Румшинский Л.З. Элементы теории вероятностей. Физматгиз, 1963.
- Строение стекла. Труды VI совещания. Изд-во АН СССР, 1954.

В. В. МАТИАС, В. В. НАСЕДКИН, Н. В. ПЕТРОВА,
Н. И. БОРИСОВА, Н. С. МИХАЙЛОВА

О ХАРАКТЕРЕ ВОДЫ И ГИДРОКСИЛА В КИСЛЫХ ВОДОСОДЕРЖАЩИХ СТЕКЛАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Детальное изучение вулканических стекол (перлит, обсидиан, пехштейн) началось после того, как в 1937–39 гг. была доказана возможность их широкого промышленного использования (Волярович, Леонтьева, 1937; Будников, Бобровник, 1939). В последующие годы появилось большое количество работ, посвященных описанию петрографических, физических и химических свойств стекол (Ross, Smith, 1955; Кашкай, Мамедов, 1961; Наседкин, 1963; Волянюк, 1972; Карапетян, 1972 и др.). В рассматриваемой проблеме особое место занимают вопросы о природе воды и гидроксила в вулканическом стекле. Было показано, что в перлите месторождения Сьюпириор присутствует молекулярная вода и группы OH (Keller, Pickett, 1954). Впоследствии М.А. Кашкай и А.И. Мамедов (1961) предположили, что в обсидианах кавказских месторождений присутствует только гидроксил, выделение которого при высоких температурах при нагревании дает на кривой ДТА эндотермический эффект. Позднее гидроксил и вода были установлены в искусственно гидратированном стекле (Мануйлова и др., 1962) и в большинстве разновидностей вулканических стекол месторождений СССР (Наседкин, Панеш, 1967).

Суммируя результаты перечисленных выше исследователей, можно сделать вывод, что в перлитовой разновидности вулканического стекла присутствуют H_2O и OH. Выделение H_2O при нагревании происходит до температуры $700^{\circ}C$, при более высоких температурах выделяется гидроксил. По-видимому, этот вывод справедлив и для пехштейна. Принято так же считать, что в обсидиане в отличие от перлита резко преобладающими являются группы OH.

Воду, выделяющуюся при температуре до 700° , некоторые исследователи отождествляли с водой в цеолитах и называли цеолитной (Мануйлова и др., 1962). Другие – выделили перлитовый и обсидиановый типы групп H_pO (Кашкай, Мамедов, 1961).

Анализ результатов, полученных в последние годы, показал, что вода, которую многие исследователи относят к перлитовой, неоднородна по своей природе. Это отчетливо видно на термограммах перлитов из разных регионов и, по-видимому, образовавшихся в различных условиях. Различия выражаются в следующем: сильно варьирует положение максимума на шкале температур, выделение воды в одном случае происходит плавно в один прием, в другом прерывисто – в два и более.

В самое последнее время перлиты стали объектом изучения с точки зрения цезиеносности (Шатков, 1969, 1971; устное сообщение В.В. Наседкина и Т.Н. Шуриги). В исследованиях В.В. Наседкина, Т.Н. Шуриги, Л.И. Лебедевой и В.В. Матиаса (1973) была показана связь между содержанием воды и Cs_2O . Последнее обстоятельство и послужило поводом для детального исследования характера воды и гидроксила в цезиевой разновидности перлита Восточной Сибири.

Исследование производилось несколькими методами: термографическим, ядерно-магнитного резонанса, инфракрасной спектроскопии и рентгеновским.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Образцы вулканического стекла (№№ 590/70) и (№ 6210/71) были взяты со дна горной выработки, пересекающей линзовидное тело, полого залегающее среди липаритов и фельзитов верхнемелового возраста.

Макроскопически стекло имеет красновато-бурую окраску и характерный смяляной блеск. Под микроскопом видно, что около 85-90% породы составляет стекло, 10-15% приходится на вкрапленники. Последние представлены кварцем и санидином. В аксессуарных количествах присутствуют пироксен, ильменит и циркон. Изредка встречаются зерна микроклина.

Таблица 1

Химический состав вулканических стекол, в вес. %

Компонент				Компонент			
	1	2	3		1	2	3
SiO_2	68,72	68,14	70,95	Cs_2O	0,18	0,002	0,001
TiO_2	0,11	0,15	0,26	Li_2O	0,0074	0,001	0,004
Al_2O_3	11,42	13,97	13,20	Rb_2O	0,054	0,023	0,011
Fe_2O_3	1,31	0,60	2,79	P_2O_5	0,02	0,03	Не опр.
FeO	0,36	0,54	0,14	CO_2	0,20	Не опр.	Не опр.
CaO	2,50	0,96	2,54	H_2O^-	1,20	0,42	0,32
MnO	0,31	0,24	1,40	H_2O^+	9,12	5,34	0,44
MgO	0,08	Не опр.	Не опр.	F	0,16		
Na_2O	2,17	4,08	3,89				
K_2O	2,71	4,51	3,98				

Сумма 100,6314 100,006 99,826

1 - обр. 590/70, Восточная Сибирь; 2 - перлит, Мухор-Тала, Восточное Забайкалье; 3 - обсидиан, Фонтан-Джраберское месторождение, Арм.ССР.

Стекло основной массы в шлифе прозрачное, имеет слабый бу-
роватый оттенок, трещиновато. Преобладают перлитовые трещинки.
Вдоль трещин стекло замещается гидрослюдой и минералами груп-
пы монтмориллонита. Количество вторичных минералов не превыша-
ет 2-3%. В скрещенных николях стекло местами слабо анизотропно.
Показатель преломления - $1,490-1,493 \pm 0,002$; уд. вес -
 $2,23 \text{ г/см}^3$. Из табл. 1 видно, что изучаемое стекло имеет липа-
ритовый состав. В отличие от типичных разновидностей перлита и
обсидиана данный образец имеет низкое содержание K_2O и Na_2O
и повышенное содержание H_2O и Cs_2O .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термический анализ. Термограммы обоих образцов (590/70 и
6210/71) записаны на дериватографе системы Ф. Паулик, И. Пау-
лик, Л. Эрдей (Н.Т. Иванова, ИГЕМ АН СССР). Дополнительно была
снята кривая ДТА обр. 590/70 на приборе конструкции Сыромят-
никова (Г.А. Сидоренко, ВИМС).

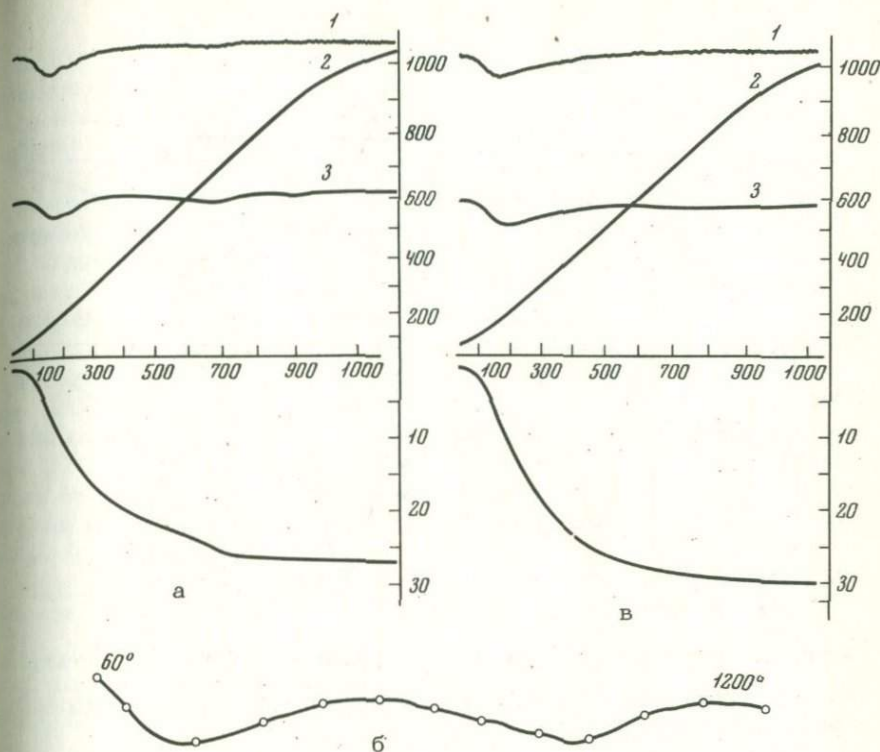
Образец 6210/71 (фиг. 1). На кривой ДТА имеется три
эндотермических впадины. Первая соответствует температурному
интервалу $60-500^\circ$ (максимум у 170°); вторая - $550-750^\circ$ (мак-
симум нечеткий около 660°); третья - интервалу $850-920^\circ$ с
максимумом у 900° . Сопоставление кривых ДТА, ДТГ и ТГ пока-
зывает, что выделение воды происходит в три этапа. Первому соот-
ветствует потеря веса 7,3%, то есть на этот этап приходится 80%
всей выделявшейся из стекла воды. Второму соответствует потеря
в весе, равная 1,3%, что составляет 14% от общего количества
воды. На третий этап приходится 0,6% потери веса, т.е. 6% от ко-
личества выделившейся воды.

Низкотемпературный эффект не симметричен, около 250° на кри-
вых ДТА и ДТГ отчетливо намечается плечо. Таким образом, на
термограмме можно выделить четыре эндотермических эффекта, ве-
роятно, характеризующих различные связи OH - группировок со
структурой стекла.

Образец 590/70. Вторая термограмма очень близка первой,
но отмеченные эффекты на ней выражены значительно менее четко.

Протонно-резонансное исследование. Метод ЯМР позволяет выя-
вить в структуре силикатов положение атомов с относительно не-
большим атомным весом, например, H, F, Li и B. Нами этот ме-
тод применен для выяснения положения H в OH - группировках,
присутствующих в вулканическом стекле (аналитик Н.Д. Миловидова).
Для исследования были взяты три препарата, приготовленные из об-
разца 6209/71: естественное стекло и после прокаливания в те-
чение 1 час при 400 и 700° : спектры были сняты при комнатной
температуре и температуре кипящего азота (фиг. 2).

В препарате естественного образца присутствуют молекулярная
вода ($\Delta\text{H} = 10 \text{ гс}$) и гидроксил ($\Delta\text{H} = 3 \text{ гс}$) (фиг. 2,а). Отноше-



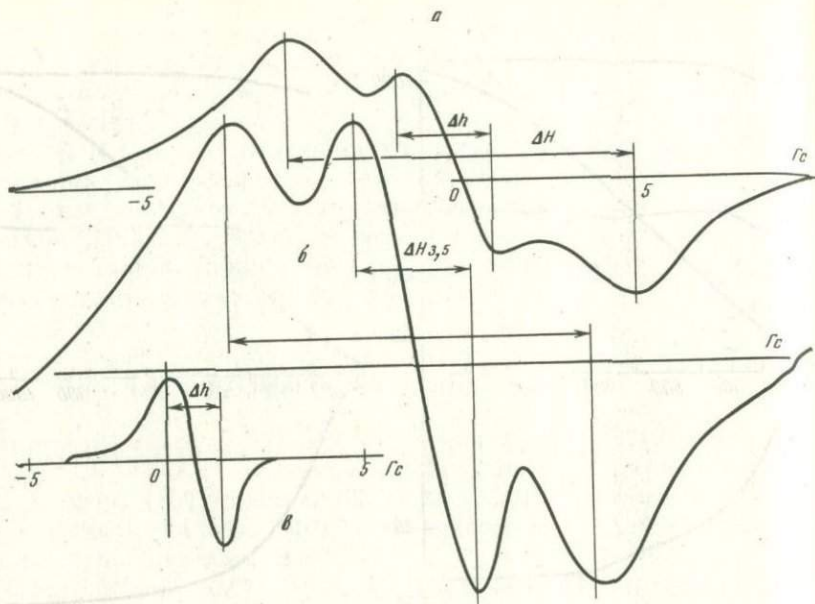
Фиг. 1. Кривая нагревания перлита

а - обр. 590/70:1 - кривая ДТГ; 2 - ДТА; 3 - потери веса; б - обр. 6210/71, обозначения те же; в - кривая ДТА, снятая на приборе конструкции Сыромятникова

ние $H_2O:OH$ примерно соответствует 3:1. При общем содержании 9% H_2O и OH около 7% приходится на воду и 2% на гидроксил.

В образце, прокаленном при 400° (фиг. 2,б), присутствует молекулярная вода ($\Delta H < 0,5$ гс и $H = 12$ гс) и гидроксил ($\Delta H = 3$ гс). Молекулярная вода преобладает ($H_2O:OH \approx 2:1$). Так как после прокаливания при 400° в стекле оставалось около 2% летучей фазы, то на гидроксил будет приходиться около 0,7% потери веса.

На ЯМР-спектре образца, прокаленного при 700° (фиг. 2,в), присутствует линия шириной 1 гс. Это определение соответствует точности метода. Полоса молекулярной воды на спектре отсутствует, поэтому, учитывая данные термического анализа, мы рассматриваем ее как свидетельство присутствия гидроксила. После прокаливания при 700° в стекле установлено около 1% летучей фазы, отнесенной нами к OH .



Фиг. 2. Спектры ЯМР, снятые с образца вулканического стекла а - до прокаливания; б - после прокаливании при 400° ; в - после прокаливания при 700°

На основании данных ДТА можно сделать вывод, что в стекле присутствуют H_2O и два типа гидроксильных групп. Один гидроксил, вероятно, можно рассматривать как OH , связанный с каркасом стекла через Н слабой водородной связью, второй как одиночный гидроксил, играющий роль мостика в системе тетраэдров SiO_4 .

Инфракрасная спектроскопия. Спектры были сняты на спектрографе UR - 20 (аналитик Б.М. Солнцев) в диапазоне волновых чисел от 400 до 4000 см^{-1} . Спектры снимались с препарата, приготовленного в виде вазелиновой суспензии, нанесенной на пластинку КВЧ. Изучались образцы естественного стекла, а также после прокаливания при 400 и 700° . Основное внимание было обращено на те части спектров, на которых проявляются полосы поглощения, характеризующие группы OH_n . При изучении водосодержащих силикатов было установлено, что полоса $1620\text{--}1660\text{ см}^{-1}$ соответствует деформационным колебаниям OH в молекулах H_2O . Полоса в диапазоне $3100\text{--}3650\text{ см}^{-1}$ характеризует валентные колебания OH как в гидроксильной группе, так и в H_2O (Юхневич, 1963), причем 3650 см^{-1} преимущественно относится к гидроксильной группе.

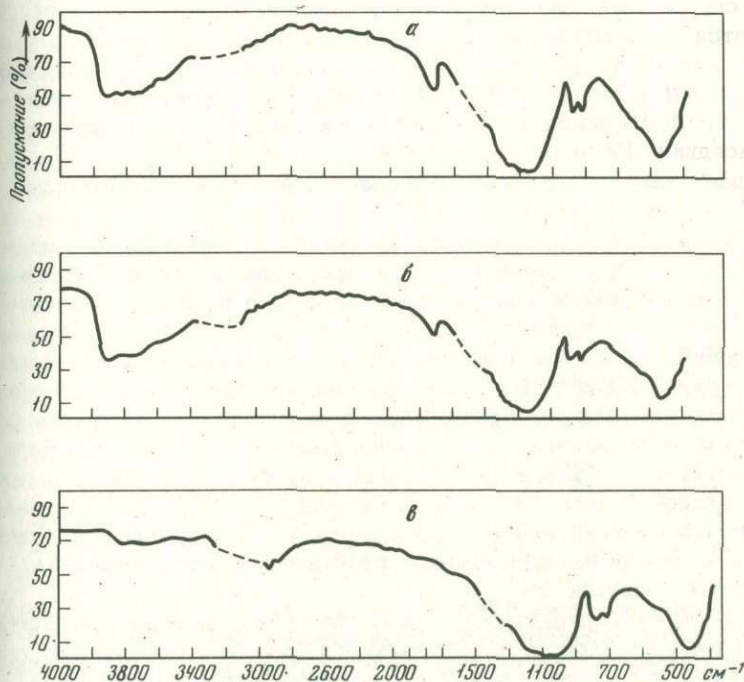
Образец до прокаливания (фиг. 3,а). На спектре четко выражена узкая полоса с максимумом у 1640 см^{-1} и широкая полоса в области $3100\text{--}3700\text{ см}^{-1}$ с максимумами у $3620, 3520$

и 3430 см^{-1} . Таким образом, на основании этих данных можно предположить, что до прокаливания в стекле присутствуют H_2O и гидроксил, вероятно H_2O не однородна — об этом свидетельствует наличие максимумов 3520 и 3420 см^{-1} .

Образец после прокаливания при 400° . На спектре присутствуют те же полосы, что и в естественном образце, но их интенсивности и строения изменились. Интенсивность полосы у 1640 см^{-1} резко уменьшилась. В диапазоне частот $3100\text{--}3650 \text{ см}^{-1}$ остался один максимум около 3620 см^{-1} и широкая площадка, $3400\text{--}3500 \text{ см}^{-1}$.

Образец после прокаливания при 700° . Полоса $1620\text{--}1640 \text{ см}^{-1}$ исчезла, резко уменьшилась также интенсивность полосы $3100\text{--}3650 \text{ см}^{-1}$. Сохранился отчетливый максимум у 3620 см^{-1} и два относительно слабо выраженных эффекта: один у 3450 и второй 3200 см^{-1} . Исчезновение полосы 1640 см^{-1} свидетельствует о полном выделении молекулярной воды. Присутствующий в прокаленном стекле гидроксил, вероятно, не однороден по характеру связи с Si , AlO_4 .

Рентгеновское исследование. Съемка производилась в дебаевской камере диаметром $57,3 \text{ мм}$ с Fe -анткатодом. Изучались образцы



Фиг. 3. ИК - спектры вулканического стекла

а - до прокаливания; после прокаливания при 400° (б) и при 700° (в)

естественного стекла, а также после прокаливания при 400, 500, 700, 800 и 1000°.

Естественное стекло рентгеноаморфно, после прокаливания при 400° появляются слабые полосы кристобалита, после 500° полосы кристобалита усиливаются, при 700° кристобалит отчетлив, при 800 и 1000 он становится преобладающим.

Оптическое исследование. Описание исходного образца приведено в начале статьи. Показатель преломления $1,490 \pm 0,002$. Образцы, прокаленные при 400°, обнаруживают слабое двупреломление. Показатель преломления понижается до 1,486. В образцах, прокаленных при 700°, наблюдается довольно интенсивное порообразование. Поры размером до 1–2 мк локализируются вдоль трещинок. Показатель преломления уменьшается до 1,483. Увеличение времени обжига от 5 до 20 мин вызывает интенсивное порообразование, показатель преломления остается равным 1,483.

* * *

Нами изучалось вулканическое стекло, содержащее до 9% H_2O и OH . Среди разновидностей данного проявления встречаются стекла, содержащие до 11% H_2O . Неизменные или слабо измененные стекла кислого состава со столь высоким содержанием воды в природе встречаются редко. По-видимому, данное стекло подверглось интенсивной вторичной гидратации. Об этом свидетельствует и необычно низкое для липарита содержание K_2O и Na_2O . Вместе с тем установлено, что в процессе гидратации часть щелочей переходит в раствор (Наседкин, Козырин, 1971).

Обращает внимание повышенное содержание S , который так же, вероятно, замещает K .

В изученном образце присутствуют молекулярная вода и гидроксил. В общей потере веса (9%) при прокаливании на воду приходится 7 и на гидроксил 2%, что составляет 80 и 20% соответственно.

Выделение молекулярной воды происходит в широком диапазоне температур (от 60 до 750°). Дегидратация происходит прерывисто, судя по термограммам, в три приема. Показатель преломления стекла при этом уменьшается. На этом основании воду, выделяющуюся при прокаливании стекла, отождествляли с водой в цеолитах и называли цеолитовой (Мануйлова и др.). Однако настоящее исследование отчетливо показало, что вода, выделяющаяся из стекла до 750°, не однородна и наряду с водой, характерной для цеолитов, вероятно, присутствуют и другие типы воды.

По всей вероятности, более удачен термин перлитовая вода, предложенный М.А.Кашкаем и А.И.Мамедовым (1962). Однако следует иметь в виду, что понятие перлитовой воды носит собирательный характер. Термин перлитовая вода включает несколько разновидностей H_2O , по-разному связанных с каркасом стекла. Точное выяснение ее природы — дело дальнейших исследований.

С другой стороны, наши исследования показали, что и гидроксил, присутствующий в стекле, так же неоднороден. В интервале температур от 60 до 700° наряду с молекулярной водой выделяется и часть гидроксила. Скорей всего здесь мы имеем дело с ассоциированными группами OH, не связанными прочно в структуре стекла. Гидроксил, присутствующий в стекле при 700°, можно отнести к структурно связанным группам OH. Возможно, этот гидроксил входит в структуру стекла с разрывом связи Si - O - Si.

Кристаллитизация стекла в неизмененных разновидностях происходит при значительно более высоких температурах. Появление кристаллита при 400° и 500° также, вероятно, следует связывать с относительно интенсивным вторичным изменением стекла. Кристаллитизация синхронна с выделением наиболее высокотемпературной части воды (550-700°). Вероятно, при этом происходит разрушение только части тетраэдрической сетки стекла, состоящей из тетраэдров SiO₄. Алюмосиликатная сетка при этом сохраняет свою структуру и прочно связанные OH, возможно, локализируются именно в группировках типа Al, SiO₄.

ВЫВОДЫ

1. Изученная разновидность вулканического стекла с повышенным содержанием Cs₂O относится к измененным гидратированным разновидностям.

Учитывая низкое содержание в стекле K₂O и Na₂O и высокое H₂O можно предположить, что накопление Cs₂O произошло в результате ионообменной реакции в процессе гидратации стекла.

2. Вода, выделяющаяся при нагревании в температурном интервале от 60 до 750°, названа перлитовой. Однако термин этот собирательный и включает несколько видов молекул H₂O, вероятно, по-разному связанных со структурой стекла.

3. Гидроксил, присутствующий в стекле, делится на 2 типа. Гидроксил первого типа связан в стекле относительно непрочно - он выделяется вместе с молекулярной водой при 550-700°. Гидроксил второго типа входит в структуру стекла с разрывом кремнекислородных и алюмокремнекислородных связей каркаса.

Литература

- Будников П.П., Бобровник Д.П. Искусственная пемза из обсидианов Армении и ее использование для получения легких бетонов. - Керамика, 1939, № 9.
- Волярович М.П., Леонтьева А.А. Исследование вязкости обсидианов в связи с вопросом генезиса пемзы. - ДАН СССР, 1937, 17, № 8.
- Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Тали и связанные с ними шаровые образования. Изд-во "Наука", 1972.
- Карапетян С.Г. Особенности строения и состава новейших дипаритовых вулканов Арм.ССР. - Изд-во АН Арм.ССР, 1972.

- Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. - Изд-во АН Аз.ССР, 1971.
- Мануйлова Н.С., Варшал Б.Г., Майер А.А. Исследование структуры и некоторых физико-химических свойств перлитов. - В сб.: "Труды Респ. ин-та местн. строит. материалов", в. 25. Госстройиздат, 1962.
- Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наседкин В.В., Панеш В.И. Гидроксил и вода в некоторых разновидностях природных и искусственных силикатных стекол. - В сб.: "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы". Изд-во "Наука", 1967.
- Наседкин В.В., Козырин Н.А. Гидротермальное изменение обсидиана в экспериментальных условиях. - Труды VIII совещания по эксперим. и техн. минерал. и петрографии. Изд-во "Наука", 1971.
- Keller W.D., Pickett E.E. Hydroxyl and water in perlite from Superior, Arisona. - Amer. Sci., 1954, 252, N2.
- Ross C., Smith R.L. Water and other volatiles in volcanic glasses. - Amer. Mineralog., 1955, 40 N11/12.

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В КИСЛЫХ ПРИРОДНЫХ СТЕКЛАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ ДО 10 КБАР

По многим физическим свойствам вулканические стекла заметно отличаются от кристаллических горных пород. Так плотность стекол при атмосферном давлении резко отличается в сторону понижения от соответствующих им по химическому составу горных пород — гранитов, липаритов, базальтов и других. Иначе ведут себя стекла и при приложении всестороннего давления: скорости распространения упругих волн здесь не растут, как в прочих породах и минералах, а остаются постоянными или уменьшаются.

Поскольку литературные данные по скоростям распространения упругих волн в стеклах весьма разрозненны и относятся частью к природным стеклам, частью к стеклам, полученным при плавлении горных пород и минералов (фиг. 1), представилось интересным провести систематическое их изучение и, в частности, изучение поведения их при высоких гидростатических давлениях.

Данные об упругих свойствах вулканических стекол могут быть использованы геофизиками и геологами для анализа разрезов Земной Коры и Верхней Мантии, а также при проведении разведочных работ на перлиты и обсидианы.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

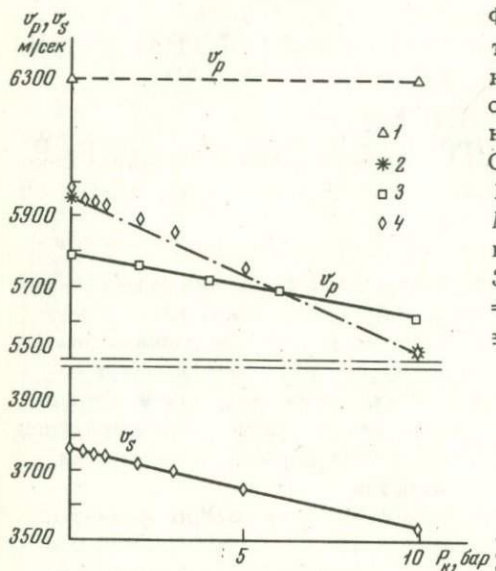
Для исследования были взяты 4 разновидности обсидиана. Образец 16054¹, Полосчатый серый обсидиан г. Атис, Армения объемная масса $\rho = 2,344 \text{ г/см}^2$, эффективная пористость $m = 0,16\%$). Образец взят из центральной части потока южного склона вулкана Атис, расположенного в 35 км к северу от Еревана. Под микроскопом видно, что полосчатость определяется наличием параллельно расположенных полос, содержащих в небольшом объеме микролиты рудного минерала (магнетит или титаномагнетит), амфибола и плаггиоклаза. Соотношение объемов: 95–98% стекла и 2–5% кристаллических включений.

Образец 16076, Массивный черный обсидиан г. Артени ($\rho = 2,341 \text{ г/см}^3$, $m = 0,13\%$) представлен гомогенным стеклом с редкими полосами, содержащими кристаллики рудного вещества.

¹Номера лаборатории исследований физико-механических свойств пород ИГЕМ АН СССР.

Фиг. 1. Зависимость скоростей продольных и поперечных волн от давления для стекла (по литературным данным: 1-3 - Ф. Берч; 4 - Симмонс и Брейс)

1 - искусств. диабазовое Хол. Масс., $\rho = 2,750 \text{ г/см}^3$; 2 - кварцевое, $\rho = 2,213 \text{ г/см}^3$; 3 - обсидиан Модок $\rho = 2,876 \text{ г/см}^3$; 4 - кварцевое, $\rho = 2,200 \text{ г/см}^3$



Образец 16077, Брекчиевидный обсидиан г.Артени ($\rho = 2,341 \text{ г/см}^3$; $m = 0,11\%$). Образец взят из коренного обнажения верхней зоны потока, ответвляющегося от главной вершины вулкана в юго-западном направлении. Макроскопически видно, что он состоит из обломков черного стекла, которое цементируется бурым стеклом. Под микроскопом бурое стекло обнаруживает неоднородное строение: оно

Таблица 1

Химический состав обсидианов

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	75,30	75,95	Na ₂ O	4,40	4,52
TiO ₂	Сл.	0,06	K ₂ O	4,50	4,10
Al ₂ O ₃	13,10	12,69	H ₂ O ⁺	0,05	0,19
Fe ₂ O ₃	0,87	0,42	H ₂ O ⁻	0,24	0,32
FeO	0,25	0,66			
MgO	0,09	0,07			
CaO	1	1,60			
			Сумма	99,80	99,91

1 - обр. 16077, Артени; 2 - обр. 16054, Атис

состоит из сваренных между собой обломков. По границам обломков развиты в незначительном количестве кристаллики гематита.

Образец 10792. Брекчиевидный обсидиан из речных отложений р. Баксан (С.Кавказ) красно-бурой окраски ($\rho = 2,345 \text{ г/см}^3$, $m = 0,16\%$). Под микроскопом видно чередование участков однородного стекла и стекла с полосами, разбитыми сетью тонких трещин, вдоль которых расположены мелкие (1 мк и менее) кристаллики гематита.

Химические анализы изученных обсидианов, приведенные в табл. I, показывают сравнительно одинаковый их состав, чем определяется близость объемных весов.

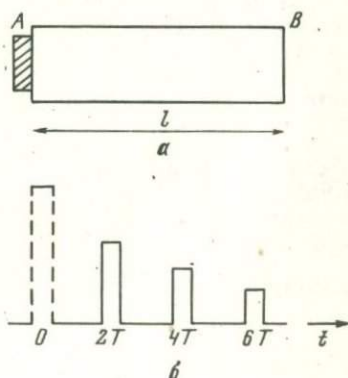
УСТАНОВКА И МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ

Опыты проводились в установке высокого давления УВД-20 (Миринский и др., 1967). Жидкостью, передающей давление, служило силиконовое масло. Давление измерялось манганиновым манометром с точностью 0,5%.

Для измерения скоростей распространения упругих волн в образцах использовалась одна из модификаций импульсного метода, а именно метод наложения отраженных импульсов (McSkimin H. I., 1961). Точность измерений 0,5%.

Как для возбуждения, так и для приема ультразвуковых колебаний использовался единый пьезоэлектрический преобразователь — кварцевая пластинка X или Y среза, приклеенная к образцу (фиг. 2) на поверхность А канифолью.

Ультразвуковые колебания распространялись по образцу со скоростью $V_{\text{обр.}}$ и, достигнув свободной поверхности В, полностью отражались от нее и приходили к приемнику через время $2t_{\text{обр.}}$, $4t_{\text{обр.}}$, $2nt_{\text{обр.}}$, где $t_{\text{обр.}}$ — время прохождения ультразвука в образце.



Фиг. 2. Возбуждение и прием ультразвуковых импульсов одним пьезопреобразователем А

а — схема устройства; б — положение последовательных отражений на экране осциллографа, пунктиром показан излученный импульс

Перед началом измерений устанавливалась минимально короткая длительность радиоимпульса (20 мксек), чтобы каждый отраженный импульс был виден отдельно. Затем длительность импульса увеличивалась до величины $6 + 8 t_{\text{обр}}$, при этом сигналы последовательных отражений импульса от поверхности В образца накладывались друг на друга. Суммарный сигнал максимален, если импульсы последовательных отражений приходят в фазе к приемнику ультразвука. Соотношением фаз сигналов можно управлять, изменяя несущую частоту синусоидальных колебаний. Процесс определения скорости ультразвука в образце заключался в измерении нескольких последовательных частот, при которых на экране осциллографа наблюдался максимальный суммарный сигнал. По разности между этими частотами определялось число длин волн, укладываемых в образце. Частота заполнения импульса около 10 Мгц.

Скорость v рассчитывалась из $7 \div 15$ значений Δf по формуле

$$v_{\text{обр.}} = 2\Delta f \cdot l_{\text{обр.}}$$

где Δf — разность между двумя последовательными частотами;
 $l_{\text{обр.}}$ — длина образца.

Для тарировки прибора был взят образец алюминия 19×30 мм. Полученные нами значения скоростей продольных и поперечных волн сравниваются с результатами Симмонса и Брейса (Simmons G., Bregge W. F., 1965). Как видно из табл. 2, самое большое отклонение для скорости v_s при 10 кбар равно 1,3%.

Таблица 2

Сравнение скоростей упругих волн в алюминии, полученных разными авторами при давлениях атмосферном и 10 кбар

Исследователи	v_{p_0} м.сек ⁻¹	$v_{p_{10}}$ м.сек ⁻¹	$\frac{(v_{p_{10}} - v_{p_0}) \cdot 100\%}{v_{p_0}}$	v_{s_0} м.сек ⁻¹	$v_{s_{10}}$ м.сек ⁻¹	$\frac{(v_{s_{10}} - v_{s_0}) \cdot 100\%}{v_{s_0}}$
Д.Симмонс, В.Брейс (точность измерений 1%)	6330	6480	+2,5	3100	3220	+4
Авторы (точность измерений 0,5%)	6350	6480	+2	3100	3130	+2,5
Разница, %	+0,3	0		0	-1,3	

ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ

Образцы высверливались из блока, шлифовались на кругло-шлифовальном станке в размер 16 мм по диаметру, затем в специальной оправке пришлифовывались торцы с точностью, выше 0,005 мм.

Образцы обмерялись, взвешивались, определялся объемный вес, скорости продольных и поперечных волн измерялись на приборе УЗИС-ЛЭТИ. На торцы напылялся слой серебра. Образцы помещались в камеру высокого давления в оправке без изоляции, так как согласно предыдущим нашим опытам при давлениях до 10 кбар насыщения стекол силиконовой жидкостью не происходит.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Скорости упругих волн в обсидианах при атмосферном давлении приведены в табл. 3.

Из таблицы видно, что скорости продольных волн, полученные на приборе УЗИС-ЛЭТИ (1,67 мгц) для всех разностей обсидианов весьма близки между собой - $5830 \div 5860$ м/сек, в то же время скорости продольных волн, полученные методом наложения отраженных импульсов не одинаковы, причем разница в значениях иногда превышает ошибку эксперимента.

Используя данные последнего метода, все образцы можно разделить на две группы. В первую группу попадают образцы, взятые на

Таблица 3

Свойства испытанных обсидианов при атмосферном давлении и комнатной температуре

Номер образца	Оrientировка	Объемная масса испытанного образца ρ , г/см ³	v_{p_0} , м.сек ⁻¹		v_{s_0} , м.сек ⁻¹	
			1,67 мгц	10 мгц	1,67 мгц	10 мгц
16054 ₁	Параллельно полосчатости	2,344	5830	5880	-	3580
16054 ₂	Перпендикулярно полосчатости	2,344	5850	5830	-	3570
16076 ₃	Произвольная	2,344	5860	5780	3600	3600
16077 ₂	Произвольная	2,341	5850	5740	3600	3600
10792 ₁	Перпендикулярно полосчатости	2,345	-	5760	-	3580

Таблица 4

Влияние гидростатического давления до 10 кбар на скорости
(м·сек⁻¹)

P, кбар	16054 ₁ (II)		16054 ₂ (I)	
	v _P	v _S	v _P	v _S
0	5880	3580	5830	3570
1,17	5820	3580	5770	3570
1,96	5750	3560	5740	3570
2,94	5740	3560	5740	3560
3,92	5720	3540	5710	3540
4,90				3530
5,88		3520	5680	3510
6,86	5680		5690	
7,84	5700	3500	5680	3510
9,81	5620	3470	5660	3440

г. Атис ($v_P = 5830 \div 5880$ м/сек), во вторую - образцы, взятые в районах г. Артени и р. Баксан ($v_P = 5740 \div 5780$ м/сек).

Мы объясняем различие в скоростях первой и второй групп особенностями тонкой структуры вулканических стекол, которые, в свою очередь, определяются условиями их охлаждения. Этот вывод подтверждают результаты, полученные под электронным микроскопом (Наседкин, Фролова, 1974) для разновидностей Атис и Артени, которые, мало отличаясь по химическому составу (см. табл. 1), различаются по микроструктуре.

Метод наложения отраженных импульсов позволяет, т.о. чувствовать особенности тонкой структуры стекол.

Экспериментальные данные по влиянию гидростатического давления до 10 кбар на скорости v_P и v_S приведены в табл. 4 и иллюстрируются фиг. 3а,б. (Значения скоростей даны при нагрузке образца).

После снятия давления остаточных изменений скоростей не наблюдалось.

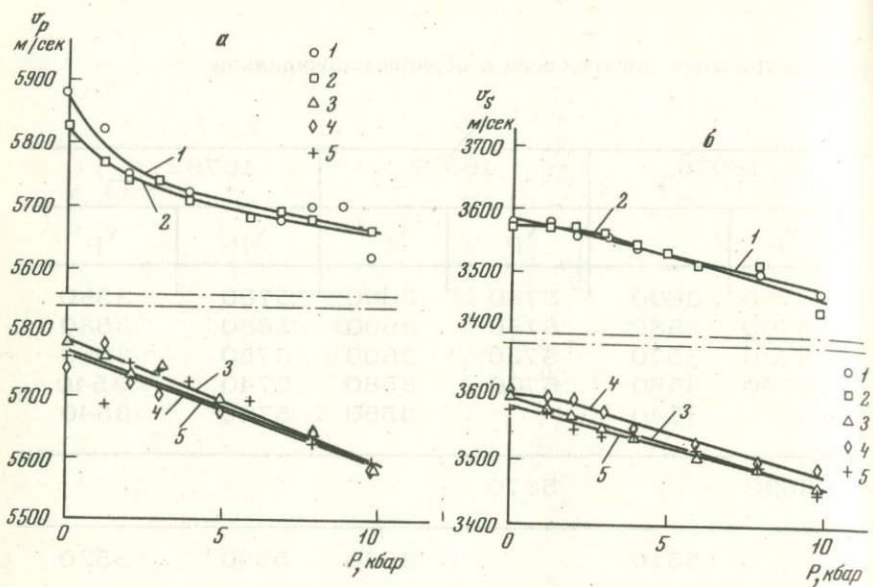
распространения упругих волн в образцах обсидианов

16076 ₃		16077 ₂		10792 ₁ (⊥)	
v_P	v_S	v_P	v_S	v_P	v_P
5780	3600	5740	3600	5760	3580
5760	3580	5780	3600	5680	3580
5730	3570	5720	3600	5750	3550
5740	3550	5700	3580	5740	3540
	3540		3550	5720	3540
5690		5670			
	3510		3530	5690	3520
5640	3490	5640	3500	5620	3490
5590	3460	5580	3490	5590	3450

Значения скоростей v_P и v_S с поправкой на изменение длины под давлением приведены в табл. 5÷9. Здесь же даны отношения v_P/v_{P_0} , v_S/v_{S_0} , $q = v_P/v_S$, рассчитанные упругие модули Юнга E , сдвига G и коэффициенты Пуассона σ .

Для всех обсидианов скорости как продольных, так и поперечных волн с приложением давления понижаются. Коэффициенты Пуассона (σ) и отношения q практически не изменяются на протяжении всего опыта. Коэффициент изменения скорости под давлением, вычисленный по формуле $\frac{1}{v_0} \left(\frac{\partial v}{\partial p} \right)_{t=20^\circ}$ для скоростей v_P и v_S , имеет один и тот же порядок и равен $3 \div 4$ мбар⁻¹. Полученные нами данные хорошо согласуются с цифрами Берча, Банкрофта, Симмонса и Брейса для обсидиана Модок и кварцевого стекла (Birch F., Bancroft D., 1964; Simmons G., Brace W, 1965).

Микроскопические и электронномикроскопические исследования стекол до и после приложения давления показали, что понижение скоростей под давлением не вызывается какими-либо остаточными



Фиг. 3. Зависимость изменения скорости продольных v_p (а) и поперечных v_s (б) волн от давления в стеклах кислого состава

1 - полосчатый серый обсидиан (г. Атис, обр. 16054), параллельно полосчатости; 2 - то же, перпендикулярно полосчатости; 3 - массивный черный обсидиан (г. Артени, обр. 16076₃); 4 - брекчиевидный обсидиан (г. Артени, обр. 16077₂); 5 - брекчиевидный обсидиан (р. Баксан, обр. 10792₁)

Таблица 5

Влияние гидростатического давления на упругие свойства полосчатого серого обсидиана г. Атис, 16054₁ (||)

P , кбар	v_p , м/сек	v_s , м/сек	v_p/v_{p0}	v_s/v_{s0}	q	E , мбар	G , мбар	σ
0	5880	3580	1,00	1,00	1,64	0,72	0,30	0,20
1,17	5810	3580	0,99	0,99	1,62	0,72	0,30	0,19
1,96	5740	3560	0,98	0,99	1,61	0,71	0,30	0,19
2,94	5720	3550	0,97	0,99	1,61	0,71	0,30	0,19
3,92	5700	3530	0,97	0,99	1,61	0,70	0,30	0,19
5,88		3500		0,98			0,29	
7,84	5670	3480	0,96	0,97	1,63	0,69	0,29	0,20
9,80	5560	3440	0,95	0,96	1,62	0,68	0,28	0,19

Таблица 6

Влияние гидростатического давления на упругие свойства полосчатого серого обсидиана г. Атис, 16054₂ (⊥)

P, кбар	v_p , м/сек	v_s , м/сек	v_p/v_{p_0}	v_s/v_{s_0}	η	E, мбар	G, мбар	σ
0	5830	3570	1	1	1,63	0,72	0,30	0,20
1,17	5770	3570	0,99	0,99	1,62	0,71	0,30	0,19
1,96	5730	3560	0,98	0,99	1,61	0,71	0,30	0,18
2,94	5720	3550	0,98	0,99	1,61	0,71	0,30	0,19
3,92	5690	3530	0,97	0,99	1,61	0,70	0,30	0,19
5,88	5650	3490	0,97	0,98	1,62	0,69	0,29	0,19
7,84	5640	3480	0,97	0,98	1,62	0,69	0,29	0,19
9,80	5610	3420	0,96	0,96	1,64	0,68	0,28	0,21

Таблица 7

Влияние гидростатического давления на упругие свойства массивного черного обсидиана г. Артени, 16076₃

P, кбар	v_p , м/сек	v_s , м/сек	v_p/v_{p_0}	v_s/v_{s_0}	η	E, мбар	G, мбар	σ
0	5780	3600	1	1	1,60	0,72	0,30	0,18
1,17	5750	3580	0,99	0,99	1,61	0,71	0,30	0,18
1,96	5720	3560	0,99	0,99	1,61	0,71	0,30	0,18
2,94	5720	3540	0,98	0,98	1,62	0,70	0,30	0,19
3,92		3530		0,98			0,29	
5,88		3500		0,97			0,29	
7,84	5600	3470	0,97	0,96	1,61	0,68	0,29	0,19
9,80	5540	3440	0,96	0,95	1,61	0,67	0,28	0,19

Таблица 8

Влияние гидростатического давления на упругие свойства брекчиевидного обсидиана г. Артени, 16077₂

P, кбар	v_p , м·сек ⁻¹	v_s , м·сек ⁻¹	v_p/v_{p_0}	v_s/v_{s_0}	η	E, мбар	G, мбар	σ
0	5740	3600	1	1	1,60	0,78	0,33	0,18
1,96	5710	3590	0,99	0,99	1,60	0,71	0,30	0,17
2,94	5690	3570	0,99	0,99	1,60	0,71	0,30	0,18
3,92		3530		0,98			0,30	
5,88		3510		0,97			0,29	
7,84	5590	3480	0,98	0,97	1,61	0,69	0,29	0,19
9,80	5530	3460	0,96	0,96	1,57	0,68	0,29	0,18

Таблица 9

Влияние гидростатического давления на упругие свойства брекчиевидного обсидиана р. Баксан, 10792₁ (1)

P, кбар	v_p , м.сек	v_s , м.сек	v_p/v_{p0}	v_s/v_{s0}	ρ	E, мбар	G, мбар	σ
0	5760	3580	1	1	1,61	0,71	0,30	0,18
1,96	5740	3540	0,99	0,99	1,62	0,70	0,30	0,19
2,94	5720	3530	0,99	0,99	1,62	0,70	0,30	0,19
3,92	5700	3530	0,99	0,98	1,62	0,70	0,30	0,19
5,88	5660	3500	0,98	0,98	1,62	0,69	0,29	0,19
7,84	5580	3460	0,97	0,97	1,61	0,68	0,29	0,19
9,80	5540	3420	0,96	0,95	1,62	0,67	0,28	0,19

изменениями в их структуре, поэтому вопрос о причинах аномального поведения стекол остается пока открытым.

Могут быть лишь высказаны предположения о напряженном состоянии или о термодинамической неустойчивости стекол и возможно о приближающейся кристаллизации по мере роста давлений.

Все опыты были произведены в лаборатории физико-механических исследований горных пород ИГЕМ АН СССР.

Литература

- Баюк Е.И., Воларович М.П., Скворцова Л.С. Тектонофизика и механические свойства горных пород. "Наука", 1971.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. Изд-во "Наука", 1970.
- Воларович М.П., Баюк Е.И., Левыкин А.И., Томашевская И.С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. Изд-во "Наука", 1974.
- Мишинский Д.С., Шурин Я.И., Тонкова Э.А. Аппаратура сверхвысокого давления. - В сб. "Работы по физике твердого тела", вып. 1. Изд-во "Наука", 1967, Новосибирск.
- Наседкин В.В., Фролова К.Е. Микроструктура обсидиана под электронным микроскопом. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1974 (в печати).
- Справочник физических констант горных пород. Изд-во "Мир", 1969.
- Ультразвук в геофизике. Изд-во "Мир", 1964.
- Birch F., Bancroft D. The elasticity of glass at high temperatures, and the vitreous basaltic substratum. - Amer. Jour. Sci., 240, N 7, 1942.
- McSkimin H.J. Pulse Superposition Method for Measuring Ultrasonic Wave Velocities in Solids. - J. Acoust. Soc. America, 1961 b, 33, N 12.
- Simmons G., Brace W.F. Comparison of Static and Dynamic Measurements of Compressibility of Rocks. - J. Geoph. Res. 70, 22, 1965.

ТИПЫ КИСЛЫХ ПОРОД ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

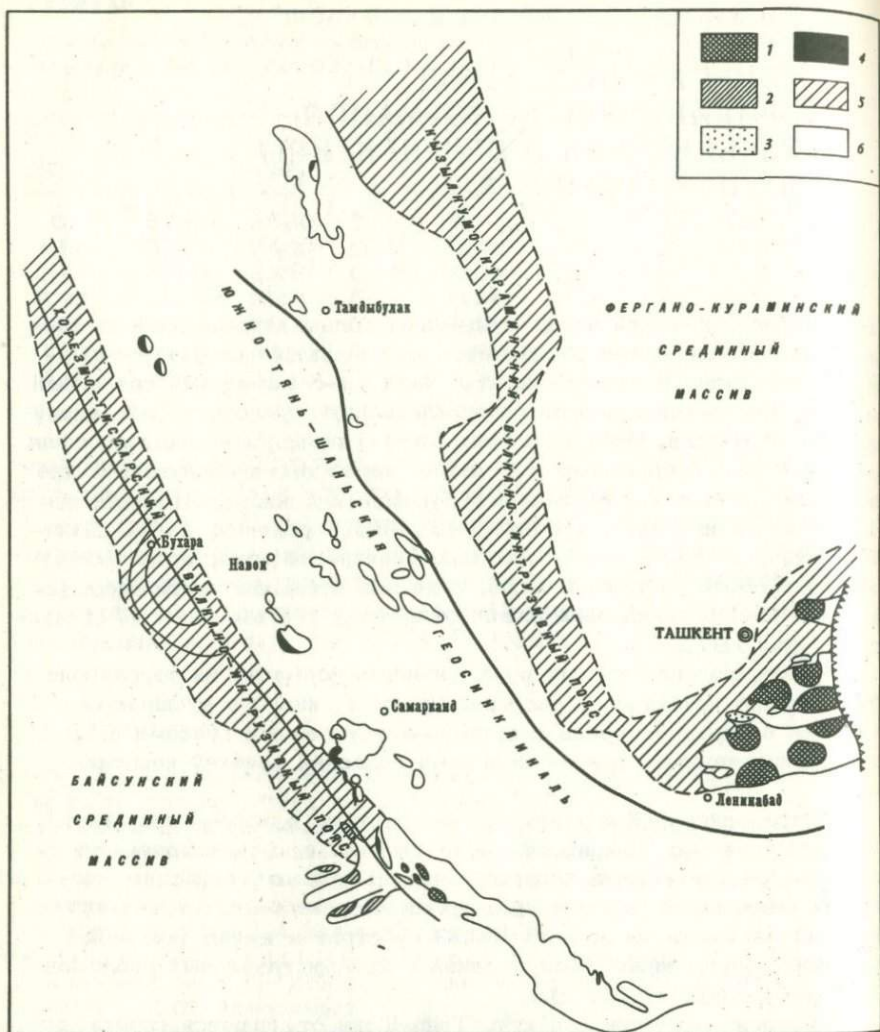
Территория Узбекской части Тянь-Шаня большинством исследователей в настоящее время разделяется на следующие структурно-формационные зоны (с севера на юг): Фергано-Кураминский срединный массив, Южно-Тяньшанскую геосинклинальную область и Байсунский срединный массив. Мобильная зона Южно-Тяньшанской геосинклинали сочленяется с срединными массивами через вулканоплутонические пояса: на севере это Кызылкумо-Кураминский пояс протяженностью 1700-1800 км (Е.Д. Карпова, 1968; В.Г. ГАРЬКОВЕЦ, 1971; Далимов и др., 1971), на юге - Бухаро-Гиссарский пояс, открытый только в своей восточной части, а на значительном протяжении закрытый чехлом мезокайнозойских отложений (Гарьковец, 1971; Арапов и др., 1972).

Распространение кислых вулканогенных формаций на территории Узбекистана показано на рисунке. Продукты кислого вулканизма связаны в первую очередь с вулканоплутоническими поясами и с активизированными, краевыми зонами областей древней консолидации.

Внутри поясов (Кызылкумо-Кураминского, Бухаро-Гиссарского) продукты кислого вулканизма тесно связаны с так называемыми вулканотектоническими депрессиями, как правило, имеющими конседиментационный характер. Большинство вулканотектонических депрессий наложены на докембрийский субстрат и имеют кольцевое строение, обнаруживая тесную связь с зонами глубинных разломов (Южно-Сурхантайский и др.).

В истории развития структур Тянь-Шаня отмечаются следующие эпохи, для которых характерно образование значительных масс кислых вулканитов: позднепротерозойская (?) (юго-западные отроги Гиссарского хребта; бассейн р. Малайнд); нижнепалеозойская (Ст-О), хр. Каратюбе, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, южные склоны Гиссарского хребта; ниже-девонская (хр. Кураминский, юго-западный Чаткал, Северный Нуратау и др.); ниже-среднекарбоновая (юго-западный Гиссар, Кураминский хребет, Чаткал), пермотриасовая (Кураминская зона, Гиссарский хребет). Характерно, что от древних к молодым наблюдается увеличение доли кислых вулканитов в составе геологических формаций отдельных регионов.

Проявления кислого вулканизма Узбекистана мы подразделяем на два типа: субмаринный и субаэральный, которые по ряду особенностей отличны друг от друга.



Распространение кислых эффузивных пород на территории Узбекской ССР

1 - породы пермского комплекса; 2 - нижнекарбового комплекса; 3 - нижнедевонского комплекса; 4 - ордовик-силурийского комплекса; 5 - кислые породы вулcano-плутонического комплекса; 6 - контуры гранитоидных плутонов.

Несмотря на наличие существенных отличительных черт, о которых речь пойдет ниже, укажем, что формирование обоих типов связано с процессами тектономагматической активизации и оживления магматических процессов в Южно-Тяньшанской геосинклинальной системе. Особенно это отчетливо видно на примере нижнекарбонového комплекса вулканитов Байсунской зоны. На основании этих данных указанные формации могут рассматриваться как примеры формаций областей отраженной активизации.

Субмаринный тип вулканических пород известен только в Байсунской зоне, где они локализируются в периферических частях Байсун-Чончарского стабильного ядра. Вулкано-тектонические структуры наложены на докембрийский фундамент.

Для субмаринных образований характерны следующие признаки: ассоциация с типично-морскими образованиями (известняками, глинами, отсортированными песчаниками); наличие пористых пирокластических пород, близких к так называемым туфовым турбидитам (по И.В. Хворовой); латеральная выдержанность слоев на значительные расстояния в пределах вулкано-тектонических депрессий; зеленокаменное перерождение пород (альбитизация, хлоритизация); связь с колчеданно-полиметаллическим оруденением.

Субаэральный тип кислого вулканизма распространен гораздо шире. Кислые вулканиты, относящиеся к этому типу, имеют довольно широкое развитие. Они известны в D_1 ; P_2-T_1 . Вероятно, к этому типу следует относить также кислые вулканиты, связанные с андезитами и андезито-дацитами в Кураминской зоне.

В противоположность субмаринному типу вулканитов, породы рассматриваемой группы формировались в резко выраженных континентальных условиях. Только в отдельных случаях (Чилтенская, Карабашская вулкано-тектонические депрессии) накопление осадка происходило в лагунных условиях о чем свидетельствуют глины, отсортированные песчаники, битуминозные известняки. Для субаэральных условий так же характерен и краснокаменный облик пород. В комплексах этого типа отчетливо заметны следующие признаки: обилие игнимбритов, экструзивно-субвулканических образований; латеральная невыдержанность слоев в пределах 1-2 км; трещинный, реже трещинно-ареальный тип извержений. Наконец, с вулканитами, относящимися к этому типу, связаны многочисленные золотосеребряные, флюоритовые, серебро-полиметаллические месторождения.

Среди рассмотренных разновидностей кислых вулканических пород многие могут представлять практический интерес для производства вспучивающихся материалов (обсидианы, витрофиры, различные туфы дацитов и липаритов).

Практическая ценность указанных пород усиливается тем, что основные пункты их проявления расположены на незначительном удалении от действующих горнорудных предприятий и связаны с ними сетью автомобильных и шоссейных дорог.

Кислые туфы, витрофиры, обсидианы Камчикской, Чилтекской, Карабашской вулкано-тектонических депрессий расположены пример-

но в 45–50 км от Алмалыкского горно-рудного комплекса, в 60–65 км от г. Ташкента и наконец, в непосредственной близости от важного промышленного центра г. Ангрена. Кислые туфы восточной части Карабашской структуры в настоящее время разведуются в качестве сырья для получения облицовочного материала.

Продукты субмаринного кислого вулканизма Южного Узбекистана расположены недалеко от г. Денау. О возможности использования кислых эффузивов в Узбекистане свидетельствуют материалы разведки Каракиинского месторождения, основные особенности которого будут изложены ниже.

По данным Гипрострома (г. Москва) объем производства заполнителей в республике в 1970 г. составил 571 тыс. м³. В 1975 г. потребность Узбекистана в этих материалах возрастет до 1170 тыс. м³.

Однако действующие заводы республики по выпуску керамзита и аглопорита не смогут полностью удовлетворить все растущие потребности республики в легких заполнителях ввиду отсутствия достаточного количества сырья и в 1975 г. их дефицит может достигнуть 200–300 тыс. м³.

Недостаток керамзита может быть возмещен за счет внедрения нового прогрессивного вида легких заполнителей — кампорита, который в настоящее время в большом количестве производится и широко применяется в промышленном строительстве на Украине и Белоруссии. В качестве сырья для производства кампорита используются породы кислого состава. Запасы их в республике неограниченные и позволяют организовать производство кампорита в таких количествах, которые полностью могут удовлетворить потребность Узбекистана в легких заполнителях. В частности на базе Каракиинского месторождения туфов дацитовых порфиритов может быть создано мощное предприятие по выпуску кампорита.

Имеется решение, способствующее улучшению жилищного и культурно-бытового строительства, а также увеличению объема промышленного и жилищного строительства с применением легких бетонов в 1971–1975 гг. в несколько раз по сравнению с 1966–1970 гг. В соответствии с этим, должен возрасти и объем производства пористых заполнителей, являющихся составной частью легких бетонов. Применение легких бетонов в строительстве является наиболее перспективным, т.к. дает возможность снижать вес зданий на 30–40%, сократить трудоемкость их возведения на 20%, уменьшить транспортные расходы на 30–40% и стоимость на 6–10%.

Месторождение Каракия расположено в промышленно развитом районе Ташкентской области УзССР, недалеко от центра цветной металлургии г. Алмалыка. Благоприятные предпосылки: близость к топливным и энергетическим источникам, наличие развитой транспортной сети, рабочей силы позволяют уже в этом пятилетии наладить выпуск кампоритов в указанном районе. Месторождение имеет благоприятные условия эксплуатации. Близкое залегание туфов к поверхности, незначительная мощность вскрышных пород (0,1–0,4),

выдержанность вещественного состава и благоприятные транспортные условия определяют возможность разработки туфов Каракиинского месторождения открытым карьером. В результате проведенных поисково-разведочных работ (1968-1969 гг.) было установлено, что запасы туфов дацитовых порфиров достигают 5 млн. м³. Технологическими испытаниями, выполненными Киевским экспериментально-исследовательским заводом НИИСМИ, установлено, что исследованное сырье удовлетворяет всем требованиям ГОСТов 9757-61, 9758-61, 11991-66 и пригодно для производства кампорита.

Кампорит является сравнительно новым видом пористого заполнителя легких бетонов. Получают его спеканием щебня кислых эффузивных пород с углем, опилками, на агломерационной решетке с последующим дроблением и рассевом на фракции. Нет необходимости производить грануляцию шихты и ее комкование как для глин. Кроме того, затраты капиталовложений на производство 1 м³ кампорита в 1,7-1,6 раз ниже, чем для производства керамзита, аглопорита и перлита.

Мощность строящегося цеха достигает 200 тыс. м³ готовой продукции и 60 тыс. м³ по исходному сырью. При такой мощности предприятия разведанных запасов должно хватить более чем на 80 лет.

Добычу туфов дацитовых порфиров в карьере предусмотрено проводить с применением буровзрывных работ, перевозка сырья должна осуществляться при помощи автотранспорта на расстояние 30 км.

В проектном задании предусматривается выпуск кампорита марок "500-600" и "800" в следующем ассортименте: кампоритового щебня фракции 20-40 мм - 20 тыс. м³; 10-20 мм - 70 тыс. м³; 5-10 мм - 44 тыс. м³, кампоритового песка 0-5 мм - 66 тыс. м³.

В результате технико-экономических исследований установлено, что годовые эксплуатационные расходы по добыче сырья, производству кампорита и транспортировке определялись в сумме 1136 тыс. руб., себестоимость 1 м³ кампоритового щебня или песка - 5,68 руб., при средней отпускной цене - 8,00 руб. Годовая прибыль предприятия по выпуску готовой продукции составила 464 тыс. руб. Капитальные затраты на промышленное строительство Каракиинского предприятия - 2100 тыс. руб., срок окупаемости капиталовложений - 4,5 лет.

Приведенные выше данные подтверждают возможность широкого внедрения кампорита в строительную промышленность Узбекистана и расширения поисково-разведочных работ на этот вид сырья.

ВСПУЧИВАЮЩИЕСЯ ЭФФУЗИВЫ КОПЬЕВСКОГО КУПОЛА

Геологами Красноярского геологического Управления проводились поисковые работы на вспучивающиеся эффузивы на отдельных площадях распространения отложений быскарской серии (D_{1-2}) на восточных склонах Кузнецкого Алатау и на площадях развития пород матаракской серии (D_{1-2}^{mt}) на северо-западных склонах Восточного Саяна (Крюков, 1961)¹. В результате этих работ на территории Копьевского купола в 20 км восточнее ж.д. станции Копьево среди эффузивов быскарской серии выявлены весьма интересные вспучивающиеся породы лилового, светло-серого и бурого цветов (см. рисунок).

Петрография позволила отнести эти породы к гидротермально измененным порфирирам (амигдалоиды) миндалекаменной структуры. Количество миндалин достигает 60-70% от объема породы. Миндалины имеют округлую либо неправильную форму и часто сливаются друг с другом. Размер миндалин от 0,1 до 5,0 мм и более.

Миндалины выполнены агрегатом бесцветных волокон пренита. В проходящем свете пренит бесцветный с хорошо выраженной призматической спаянностью в одном направлении. В скрещенных николях угасает неоднородно. Имеются двойники, удлинение положительное и отрицательное (+) $2V = 60-70^\circ$, $N_g = 1,640$; $N_p = 1,629$, $N_g - N_p = 0,011$, твердость - 6,5; удельный вес - 2,8. В скрещенных николях пренит имеет аномальные индиго-синие и желтые цвета интерференции.

Основная масса состоит из бурых гидроокислов железа, мелко-точечного магнетита и расположенных субпараллельно мелких микролитов пренитизированного плагиоклаза. Реже в основной массе встречается хлорит бледно-зеленого цвета. Первичный состав породы пока не установлен.

Технологические испытания пород на вспучиваемость производились в такой последовательности: дробление до фракции 7-10 мм, определение остаточной воды при различных режимах термоподготовки (от 300 до 500°C), определение оптимальных режимов вспучивания, определение качества обожженного материала.

¹ Крюков А.В. О вулканических аппаратах Центрального типа в Рыбинской впадине. - В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.

Схема геологического строения
Копьевского проявления прентитизи-
рованных порфиритов

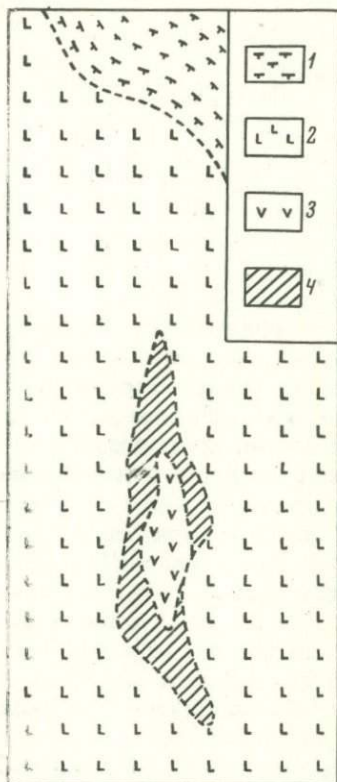
1 - туфы и туфобрекчии; 2 - лабро-
дориновые порфириты; 3 - базальты;
4 - гидротермально измененные пре-
нитизированные порфириты

Исследованиями установлено, что
после предварительной термической
подготовки в течение 30 мин. при
температуре 500°C породы вспу-
чиваются без оплавления, при тем-
пературе 1300°C за 30 сек. Со-
держание остаточной воды - 2-2,5%.
Коэффициент вспучивания пород -
2,56-3,62; объемный вес в куске -
715-850 кг/м³.

Прентизированные порфириты
приурочены обычно к тектоническим
зонам, интенсивно переработанным
гидротермальными процессами.

Следует отметить, что анало-
гичные эффузивы выявлены среди
отложений быскарской серии в бас-
сейне р. Дербинской, правого при-
тока р. Енисея. Геологические запасы таких пород на выявленных
участках составляют 200-50 тыс.т.

Учитывая широкое развития девонского эффузивного магматизма
в пределах южной части Красноярского края и его недостаточную
геологическую изученность можно ожидать выявления участков
вспучивающихся эффузивов с более крупными запасами.



ФОРМИРОВАНИЕ ЦЕОЛИТОВЫХ ПОРОД В ТУФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

ВВЕДЕНИЕ

Районы Северо-Востока СССР (Магаданская, Камчатская обл. и Чукотка) известны проявлениями интенсивной вулканической деятельности, происходившей с неодинаковой интенсивностью в различных регионах в мезозойскую и кайнозойскую эпохи. Продукты такой деятельности в виде туфогенных пород установлены и в изучавшихся районах: западное (Pg) и восточное (Cg₂) побережья Пенжинской губы; Авековское (Pg) и Аркагалинское (Cg₂) месторождения каменных углей (фиг. 1).

В туфогенных породах этих районов вулканическое стекло присутствует либо в виде неизмененных частиц, либо оно замещено новообразованными монтмориллонитом, смешанно-слоистыми минералами (гидрослюда-монтмориллонит), цеолитами. В результате преобразования стекла сформировались горизонты монтмориллонитовых (бентонитовых) глин или цеолитов, которые представляют собой важные виды полезных ископаемых и могут найти в недалеком будущем применение в народном хозяйстве. В ходе литологических работ их изучению было уделено самое пристальное внимание. Основными аспектами изучения было выяснение причин превращения стекла в одних случаях в монтмориллонит, а в других - в цеолиты. Эта проблема давно интересует литологов и минералогов, но до сих пор она не нашла своего разрешения.

Во всех районах угленосные отложения сложены преимущественно терригенными породами (конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами и глинами), заключающими пласты углей. Туфогенные породы в них представлены горизонтами туфов, тефроидов, туфопесчаников и туфоалевролитов (классификация Г.С. Дзюценидзе и И.В. Хворовой, 1970) мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров.

Геологическое положение каждого из районов различно. Палеогеновые отложения Авековского месторождения накапливались в неглубоком прогибе, сформировавшимся по окраине Тайгоносского массива. Верхнемеловые осадки Аркагалинского месторождения приурочены к небольшой наложенной впадине, заложенной в постгеосинклинальную стадию развития Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоны (Пушаровский, 1960). Мощность угленосных толщ в обоих районах составляет 400-500 м, а мощности более моло-

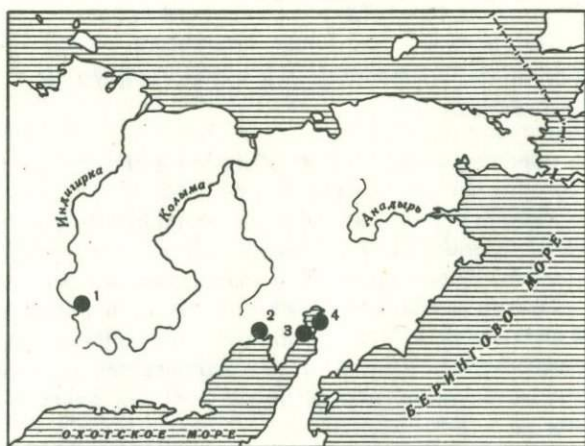
дых осадочных образований достигают 400–500 м в Аркагалинском месторождении. и 1000–1500 м – в Авековском. Угли представлены бурыми разностями.

Палеогеновые осадки западного побережья Пенжинской губы представляют собой часть вулканогенно-осадочных образований Охотско-Чукотского вулканического пояса, рассматриваемого большинством исследователей как специфическая структура сочленения двух геосинклинальных систем с разновозрастной складчатостью.

Мощность угленосных отложений здесь составляет несколько сот метров. Автором была изучена лишь нижняя часть разреза палеогена мощностью около 100 м. Степень углефикации растительного материала, присутствующего в породах, соответствует бурым углям.

Верхнемеловые отложения восточного побережья Пенжинской губы приурочены к Пенжинскому прогибу Охотской складчатой области, геосинклинальное развитие которой завершилось на границе мела и палеогена. (Геология СССР, т. XXX, 1970). Мощность изученной части разреза достигает 1500 м, мощность перекрывающих осадочных толщ – 3–3,5 тыс. м. Степень углефикации растительного материала соответствует длиннопламенным углям в верхней части разреза и газовым – в нижней.

Осадочные толщи трех первых районов представляют собой чисто континентальные образования. В их составе установлены аллювиальные (русловые и пойменные), озерные, озерно-болотные и болотные фации. Осадочная толща верхнего мела восточного побе-



Фиг. 1. Местоположение изученных районов

1 – Аркагалинское месторождение; 2 – Авековское месторождение; 3 – западное побережье Пенжинской губы; 4 – восточное побережье Пенжинской губы

режья Пенжинской губы сложена чередующимися слоями континентальных и морских отложений. Первые представлены фациями аллювиальных озерных, озерно-болотных и болотных осадков; вторые - различными фациями прибрежного мелководья, подвижной дельты и сравнительно глубоководного моря (Копорулин, Вознесенский, 1969).

Реконструкция фациального состава осадочных толщ проводилась по методу литолого-фациального анализа (Тимофеев, 1969), детально разработанного для терригенных отложений. В его основе лежит изучение первичных генетических признаков осадков: текстуры, структуры, содержания и формы органических остатков, парагенезиса с другими фациальными типами осадков.

Этот метод был использован и при изучении туфогенных пород, что позволило установить их фациальную природу. Среди них были выделены следующие фациальные типы: а - прирусловых отмелей равнинных рек; б - пойм равнинных рек; в - заболочивающихся озер; г - подвижного мелководья крупных пресноводных озер; д - малоподвижного мелководья пресноводных озер; е - сильно подвижного мелководья мелкого моря; ж - сравнительно глубоководных частей мелкого моря.

Комплексное минералого-петрографическое изучение терригенных пород различными методами (микроскопическим, рентгеноструктурным, электронномикроскопическим, термическим) показало разнообразие процессов минеральных преобразований вулканокластического материала. Оно дало возможность проследить последовательность процессов изменения вулканического стекла и время возникновения тех или иных минералов.

МИНЕРАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

В туфогенных породах вулканическое стекло было представлено частицами размером от сотых долей до 1,5-2 мм. Пепловый материал довольно хорошо сортирован, частицы обладают близкой размерностью. Частицы менее 0,1 мм обычно имеют резко остроугольную рогульчатую форму. Более крупные - несколько окатаны. Иногда встречаются обломки пемзы. Все они бесцветны и прозрачны или окрашены в буровато-серый цвет. Обломочный материал представлен окатанными, полуокатанными и угловатыми зернами кварца, полевых шпатов и обломков пород, среди которых очень велика роль эффузивов.

Показатели преломления стекла не превышают 1,506, что соответствует кислым его разновидностям (Трегер, 1958). Последнее подтверждается данными химического изучения туфов с низким содержанием обломочного материала. Для них характерны следующие содержания химических компонентов (в %): SiO_2 - 66-72; TiO_2 - 0,19-0,54; Al_2O_3 - 12,26-15,71; Fe_2O_3 - 0,75-1,88; FeO - 0,28-1,38;

MnO - 0,01-0,09; CaO - 1,06-3,11; MgO - 0,34-1,24; Na₂O - 0,85-3,42; K₂O - 0,81-5,49; H₂O⁻ - 2,0-5,20; H₂O⁺ - 1,47-4,74; CO₂ - не более 0,68; C - до 0,24; P₂O₅ - 0,03-0,11. По химическому составу изученные туфы наиболее полно соответствуют кислым щелочным эффузивам типа риолита-дацита.

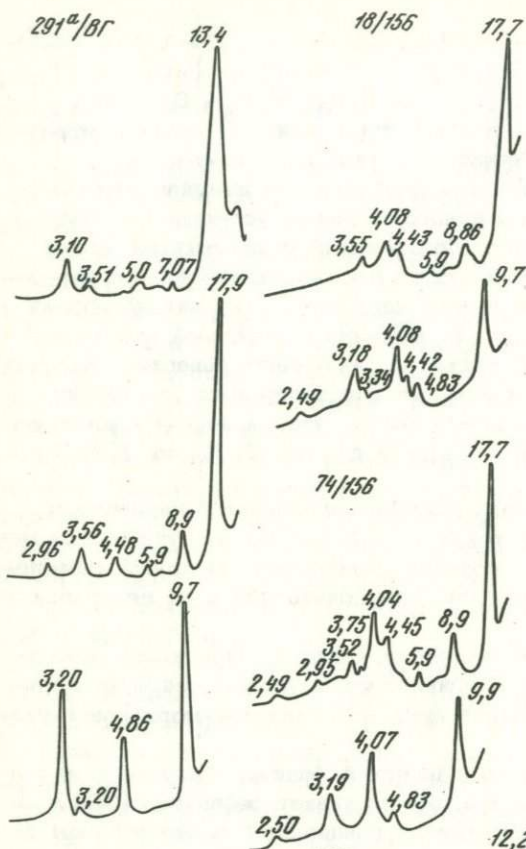
Пепловый материал в той или иной степени изменен вторичными преобразованиями. Среди новообразований установлены глинистые минералы и цеолиты. Новообразованный глинистый материал представлен тонкодисперсным агрегатом, развивающимся с периферии пепловых частиц, в результате чего многие из них приобрели корродированную поверхность. В обломках с пемзовой структурой такой агрегат формируется также на внутренних поверхностях стеклок пустот. Он бесцветен или имеет золотисто-желтую окраску, высокое двупреломление (желтые цвета интерференции); показатели преломления варьируют: Ng от 1,518 до 1,535; N_p от 1,485 до 1,500.

В редких случаях пепловые частицы замещаются каолинитом. При этом внешние участки таких частиц слагаются аутигенным монтмориллонитом, а агрегат каолинита, состоящий из крупных беспорядочно ориентированных чешуек, приурочивается к их центральным частям.

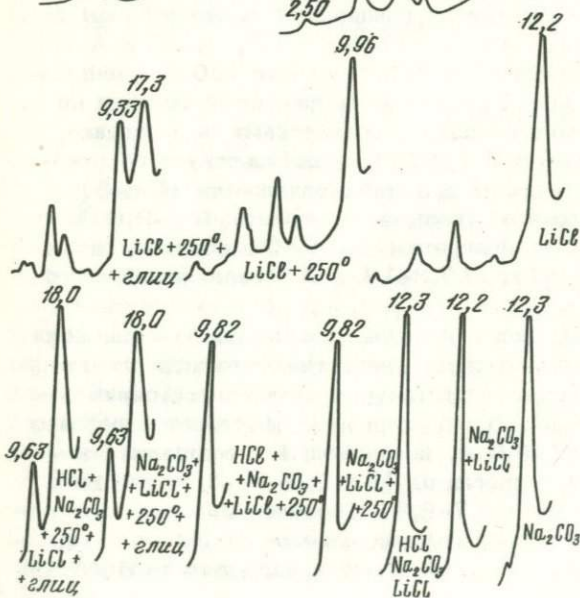
При помощи рентгеноструктурного анализа установлено присутствие в составе аутигенного глинистого минерала монтмориллонитовых минералов и смешаннослойных фаз типа монтмориллонит-гидрослюда.

Дифрактограмма образцов глинистой фации, состоящей из воздушно-сухого монтмориллонита, обнаруживает рефлексы (001) с $d = 12,2-14,6 \text{ \AA}$. После насыщения глицерином те же образцы дают серию базальных рефлексов с $d = 17,7-17,8 \text{ \AA}$; $8,8-8,9 \text{ \AA}$; $5,9$ и $4,45$. После нагревания при 550° рефлекс (001) уменьшается до $d = 9,7-9,9 \text{ \AA}$ (фиг. 2). Изучение глинистой фракции по методу Грин-Келли с дополнительными обработками по методике, разработанной В.И. Муравьевым (1971) свидетельствует об одновременном присутствии бейделлита и монтмориллонита (фиг. 3). На наличие монтмориллонита указывает рефлекс $9,3-9,6 \text{ \AA}$ в насыщенном глицерином и прогретом до 250° образце, а на наличие бейделлита - рефлекс $17,3-18,2 \text{ \AA}$ после аналогичной обработки.

Дифрактограммы минералов глинистой фракции после насыщения глицерином (смешаннослойные образования типа монтмориллонит-гидрослюда характеризуются отсутствием целочисленной серии базальных рефлексов (фиг. 4). В них отчетливо фиксируется рефлекс $17,8-18 \text{ \AA}$ и рефлекс $9,1-9,6 \text{ \AA}$, возникающий в результате наложения рефлекса (001) гидрослюда ($d = 9,9-10 \text{ \AA}$) и рефлекса (002) монтмориллонита ($d = 8,7-8,9$). Значения $9,1-9,6$ соответствуют содержанию монтмориллонитовых пакетов от 20 до 60%. Дифрактограммы образцов глинистой фракции, нагретых до 550° характеризуются $d = 9,8-9,9 \text{ \AA}$.

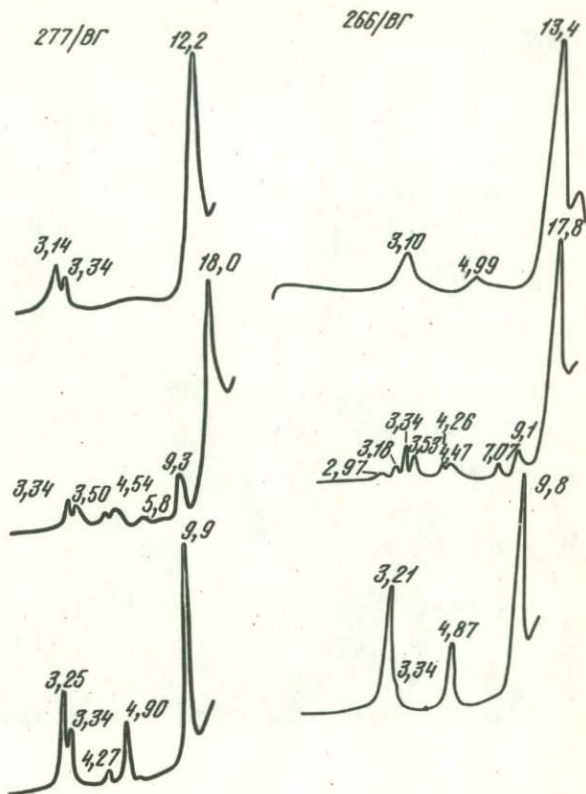


Фиг. 2. Дифрактограммы минералов глинистой фракции туфогенных пород



Фиг. 3. Дифрактограммы монтмориллонита после обработки по методу Грин-Келли и В.И. Муравьева

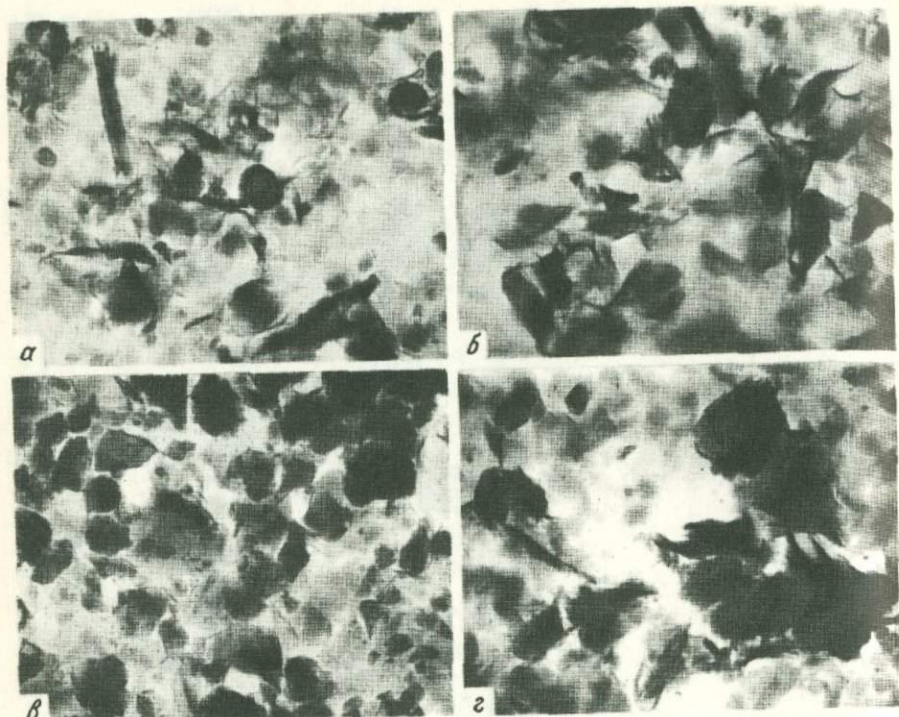
Фиг. 4. Дифрактограммы минералов глинистой фракции туфов, состоящих из смешаннослойных образований типа монтмориллонит - гидрослюдита



Изучение суспензии монтмориллонита под электронным микроскопом (фиг. 5) показывает широкое развитие в ней крупных и мелких частиц с нечеткими, как бы размытыми контурами иногда с закрученными краями; самые мелкие из них образуют неправильные игольчатые кристаллы, а крупные — несут шиповидные выросты. Подобная форма частиц монтмориллонита указывает на формирование его за счет изменения вулканического стекла (Викулова и др., 1957). На некоторых снимках фиксируются сильно удлинённые кристаллики галлуазита, имеющие в поперечном сечении округлую или овальную форму.

Электронномикроскопическое изучение смешаннослойных минералов глинистой фракции устанавливает преобладание в суспензии крупных и мелких частиц неправильной формы с четкими или слегка размытыми контурами: некоторые из них имеют закрученные края и резко остроугольную форму. Галлуазит и здесь фиксируется по наличию сильно удлинённых, трубчатых кристаллов.

Среди пепловых частиц аутигенные цеолиты образуют мелкие (не более нескольких микрон, иногда до десяти микрон) беспоря-



Фиг. 5. Электронно-микроскопические снимки суспензии глинистых минералов

а, б - монтмориллонит; в, г - смешаннослойные минералы, состоящие из чередующихся пакетов гидрослюда и монтмориллонита

дочно ориентированные таблитчатые кристаллы. Пепловые частицы инкрустированы кристаллами цеолитов ориентированными перпендикулярно их внешнему контуру. Последний, как правило, не соответствует первичным очертаниям пепловой частицы и, вероятно, возник в результате коррозии и частичного замещения последней аутигенным глинистым материалом.

Показатели преломления цеолитов варьируют от 1,486 до 1,504; их рентгеноструктурное излучение (табл. 1) указывает на резкое преобладание среди них клиноптилолита при небольшом содержании гейландита и филлипсита.

Замещение пепловых частиц глинистым материалом является универсальным процессом и проявляется в туфогенных породах всех районов. Масштабы такого замещения существенно различны: в некоторых породах практически все пепловые частицы замещены глинистым материалом и о первичной природе осадка свидетельст-

Таблица 1

Рентгенограммы цеолитов из туфов

Обр. 20/м		Обр. 14/156		Обр. 20/м		Обр. 14/156	
l	d	l	d	l	d	l	d
9	9,0-	9	9,0	1	2,35	-	-
						0,5	2,318
5	7,99	2	7,8	2	2,270	-	-
5	6,7	4	6,7	1	2,186	-	-
0,5	5,8	2	5,9		2,124	-	-
5	5,1	5	5,1	2	2,069	1 т.р.	2,069
6	4,64	2	4,68	2	2,011	-	-
-	-	2	4,31	-	-	1	1,990
2	4,27	-	-	4	1,956		
3	4,04	-	-	-	-	1	1,949
10	3,97	10	3,97	-	-	0,5	1,901
2	3,69	2	3,67	1	1,859		-
2	3,50	1	3,52	2	1,818		-
7	3,41	-	-	-	-	1	1,804
-	-	5	3,38	-	-	-	-
8	3,32	-	-	3	1,772	-	-
7	3,22	-	-	-	-	№ III	1,751
-	-	5	3,14	1	1,728	-	-
3	3,11	-	-	-	-	-	-
10	2,97	7	2,94	2	1,691	-	-
8	2,81	4	2,79	-	-	1	1,680
4	2,73	3	2,65	2р	1,657	0,5	1,668
4	2,54	3	-	-	1,610	-	-
5	2,436	2	3,98	2	1,588	1	1,586

вует лишь своеобразная петельчатая структура глинистой массы. В других случаях лишь периферические участки частиц пепла замещены аутигенными глинистыми минералами. Между этими крайними проявлениями существуют постепенные переходы.

Цеолитизация пепловых частиц имеет ограниченное распространение. Она установлена в верхнемеловых отложениях Аркагалинского месторождения углей и восточного побережья Пенжинской губы, где этот процесс был развит наряду с формированием аутигенного монтмориллонита. В неогеновых (палеогеновых?) отложениях западного побережья Пенжинской губы, в палеогеновых - Авековского месторождения новообразования цеолитов по пепловым частицам не установлено и они сохранили стекловатую природу.

СТАДИИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

Время накопления изученных туфогенных отложений варьирует в широком интервале — от неогена до верхнего мела включительно. Осадки были погребены в толще стратисферы на глубине от нескольких сот до 3–4 тыс. м. Осадочные породы, заключающие пласты туфогенных пород, подвергались сложным постседиментационным преобразованиям, включая диа- и катагенетические. Естественно, что современный минеральный состав туфогенных пород отражает сложный путь их изменения, в котором участвовали как диагенетические, так и катагенетические процессы.

Среди двух описанных процессов изменения вулканического стекла — замещение глинистым материалом происходит раньше, чем цеолитизация. На это указывают: а) широкое развитие процессов замещения стекла глинистым материалом в осадочных толщах всех районов, включая и самые молодые рыхлые отложения, которые не испытали глубокого погружения, и в них таким образом катагенетические преобразования не успели проявиться очень сильно; б) образование цеолитов по пепловым частицам уже частично замещенным глинистым материалом, в связи с чем крустификационный цеолит приспособляется к очертаниям измененных частиц пепла.

Соответственно этому можно предполагать, что замещение пепловых частиц глинистым материалом происходило еще в диагенезе. Это подтверждается и тем, что интенсивность преобразования вулканического стекла в глинистый материал тесно зависит от фациальной природы осадка. Она последовательно снижается в ряду фаций: застойных и заболачивающихся озер, поймы рек, открытых пресноводных озер, русел реки, морских отложений.

В неогеновых отложениях западного побережья Пенжинской губы в палеогеновых осадках Авековского и верхнемеловых — Аркагалинского месторождения, т.е. во всех районах, где осадки испытали погружение в осадочном чехле на глубину от нескольких сот до тысячи метров, новообразованный глинистый материал представлен монтмориллонитом. В верхнемеловых осадках восточного побережья Пенжинской губы тот же глинистый минерал сложен смешаннослойными фазами типа монтмориллонит — гидрослюда с содержанием гидрослюдистых пакетов до 20–60%, глубина погружения в стратисфере достигает 3–4 тыс. м.

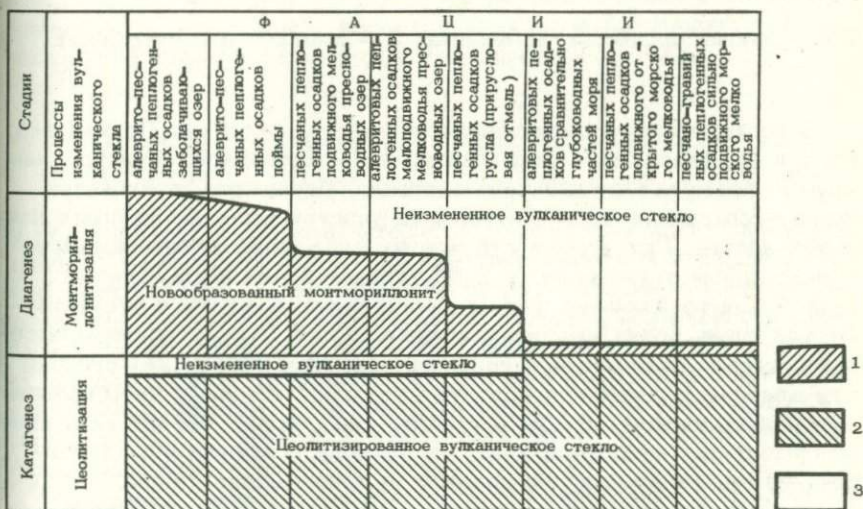
Это показывает, что собственно в диагенезе по вулканическому стеклу формировался монтмориллонит, а при дальнейшем погружении происходило преобразование этого минерала в смешаннослойные глинистые минералы типа гидрослюда — монтмориллонит.

Описанные выше случаи замещения каолинитом частиц пепла, первоначально сложно корродированных монтмориллонитом, установлены в пеплогенных осадках фации застойных и заболачивающихся озер Аркагалинского месторождения. Здесь они подстилают сложно построенный пласт угля мощностью в 6 м. Наиболее вероятно, что

каолинизация пепла представляла собой позднедиагенетический процесс, развивающийся в еще рыхлом и не затвердевшем осадке под воздействием торфяных болотных вод, во время продолжительного накопления торфяной массы. Раннедиагенетической стадии соответствует, как и в других случаях, замещение пеплового материала монтмориллонитом, развивавшимся по периферии пепловых частиц.

Формирование цеолитов по вулканическому стеклу является катагенетическим процессом. На это указывает не только повсеместно более позднее развитие цеолитизации по сравнению с монтмориллонитизацией, но также и наблюдавшиеся случаи формирования цеолитов по микротрещинам и в мелких пустотах, т.е. после значительной литификации пород. Полное тождество состава цеолитов в трещинах с цеолитами, развивающимися по пепловым частицам в обоих случаях свидетельствует об одновременности их возникновения.

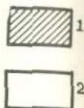
В туфогенных породах неогеновых отложений западного побережья Пенжинской губы и палеогеновых – Авековского месторождения присутствуют пепловые частицы, сохранившие стекловатую природу и не замещенные монтмориллонитом в диагенезе. Это дает основание предполагать, что цеолитизация в катагенезе не следует непосредственно за формированием монтмориллонитовых минералов, а возникает спустя известный промежуток времени, по мере возникновения необходимых для этого условий.



Фиг. 6. Диа- и катагенетические преобразования вулканического стекла в различных фациальных типах осадков

1 - монтмориллонитизация вулканического стекла; 2 - цеолитизация стекла; 3 - изменения отсутствуют

Типы пород	Процессы минеральных преобразований	Р А Й О Н Ы			
		З, побережье Пенжинской губы. Pg	Авское месторождение Pg	Аркагалинское месторождение. Cr ₂	Вост. побережье Пенжинской губы Cr ₂
Туфогенные породы	Трансформация монтмориллонита в смешанно-слоистые мн. (г-с/м)				
	Преобразование вулканического стекла в цеолит				
Глинистые породы	Отсутствие изменений глинистой фракции				
	Трансформация монтмориллонита в смешанно-слоистые фазы				
Песчано-гравийн. породы	Трансформация гидростлюдистого цемента в монтмориллонит				
	Преобразование первичного глинистого цемента в цеолиты				
	Преобразование монтмориллонита в хлорит				
Степень углефикации растительного материала	Мягкий бурый уголь	Твердый бурый уголь	Твердый бурый уголь	Длиннопламенный газовый	
Глубина погружения в стратифере (в м)	Первые сотни	Первые сотни - тысяча пятьсот	Первые сотни	3000-4000	



Фиг. 7. Сравнительная характеристика катагенетических изменений туфогенных и терригенных пород

1 - развитие процессов изменения; 2 - изменения отсутствуют

В верхнемеловых отложениях восточного побережья Пенжинской губы и нижнемеловых Аркагалинского месторождения цеолитом замещено почти все вулканическое стекло. Первичную стекловатую природу сохранили лишь центральные участки наиболее крупных пепловых частиц. При этом в отложениях восточного побережья Пенжинской губы такие реликты присутствуют почти исключительно лишь в континентальных фациях пеплогенных осадков, и отсутствуют или очень редки в породах морских фаций. Таким образом, морские условия седиментации пеплового материала в большей степени чем континентальные способствуют катагенетическому преобразованию вулканического стекла в цеолит. Это говорит, что и в катагенезе существует известный контроль условий осадконакопления за течением минеральных превращений вулканического стекла.

Все сказанное выше о характере диа- и катагенетических преобразований туфогенных пород суммировано на фиг. 6.

Важные выводы могут быть сделаны при сравнении катагенетических преобразований терригенных и туфогенных пород. Они суммированы на фиг. 7, которая показывает, что на западном побережье Пенжинской губы, в Авековском и Аркагалинском месторож-

дениях в глинистых осадках не происходило какой-либо перестройки их первичного состава и глинистая фракция сохранила свой первичный состав — монтмориллонитовый в двух первых районах и гидрослюдистый — в последнем.

Песчано-гравийные породы неогеновых отложений западного побережья Пенжинской губы и Авековского месторождения характеризуются почти полным преобразованием в цеолит их первичного глинистого минерала. В тех же породах Аркагалинского месторождения наоборот происходила трансформация гидрослюдистых минералов в монтмориллонит.

В верхнемеловых отложениях восточного побережья Пенжинской губы глинистые породы характеризуются преобразованием монтмориллонита исходной глинистой фракции в смешаннослойные фазы типа монтмориллонит-гидрослюда или монтмориллонит-гидрослюда-хлорит. Песчано-гравийным породам континентального генезиса в этом районе свойственно преобразование монтмориллонитового исходного цемента в цеолиты (ломонтит, томсонит), хлорит и гидрослуду. Породы морских фаций отличаются переходом монтмориллонита в хлорит при весьма ограниченном развитии цеолитов.

Анализ фиг. 7 показывает, что в каждом из названных районов изменение глинистой фракции туфогенных пород (сформировавшейся главным образом за счет диагенетического изменения вулканического стекла) в значительной степени сходно с изменением глинистой фракции глинистых пород. Пепловый же материал туфогенных пород в катагенезе всегда преобразуется в цеолит. Создается впечатление, что цеолиты являются естественными продуктами позднекатагенетической переработки вулканического стекла.

ФАКТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ТУФОГЕННЫХ ПОРОД

В обширной геологической литературе, где описывается преобразование вулканического стекла в глинистые минералы и цеолиты, существуют указания на возможность их развития как в диагенетическую, так и катагенетическую стадию. Причины различного состава аутигенных минералов часто не рассматриваются. В тех случаях, когда авторы разбирают эту проблему, главное внимание уделяется различиям в составе вулканического стекла и примесей, сорбированных на поверхности пепловых частиц или различия в химизме осадконакопления (Шоболов, 1969).

Некоторые литературные данные о преобразовании вулканического стекла в монтмориллонит и цеолиты в современных и ископаемых осадках различного генезиса приведены на фиг. 8.

Анализ этих материалов показывает, что на протяжении геологической истории процессы превращения вулканического стекла в монтмориллонит, результатом которого явилось образование многих месторождений бентонитовых глин, происходило в континентальных



Фиг. 8. Седиментационные и химические особенности условий образования цеолитов и монтмориллонита (по литературным данным)

A - изменения вулканического стекла в монтмориллонит или цеолит в различных обстановках; B - оптимальные и экстремальные значения рН иловых растворов различных обстановок седиментации; B - рН суспензий и образования минералов (Маршак, 1960)

пресноводных, морских и осоложняющих водоемах (Шоболов, 1969). Присутствие некоторых задежей бентонитовых глин под пластами угля указывает на возможность образования их также и в заболачивающихся водоемах. Судя по литературным данным, среди всего разнообразия месторождений бентонитовых глин, связанных с изменением вулканического стекла, морской тип является преобладающим.

Преобразование вулканического стекла в цеолиты в современную или древнечетвертичную эпохи установлено в почвах засушливых областей, континентальных, пресноводных, морских и осоложняющих водоемов. Наиболее часто этот процесс развивается в морских глубоководных осадках с низкими скоростями накопления терригенного материала (Нау, 1966).

В древних осадках преобразование стекла в цеолиты установлено в отложениях более разнообразного генезиса: ископаемых почвах, аллювиальных, озерных, морских, солоновато-водных осадках. В древних континентальных отложениях цеолиты встречаются гораздо чаще, чем в современных. Как правило, такие осадочные толщи с цеолитами были погребены в стратифере на глубину от нескольких сот до нескольких тысяч метров (Нау, 1966). Эти данные дают основание предполагать, что в некоторых случаях формирование цеолитов по стеклу в ископаемых осадках, связаны с постдиагенетическими процессами.

Широко известны также случаи высокой сохранности вулканического стекла в морских современных и четвертичных отложениях (Страхов, 1962).

Наиболее вероятно, что столь широкий диапазон изменения условий диагенетического формирования по пеплу аутигенных глинистых минералов и цеолитов, так же как и случаи высокой сохранности пеплов, определяются значительными колебаниями химического состава и кислотно-щелочного потенциала поровых вод, насыщающих осадки. Значения рН растворов иловых осадков некоторых природных сред (Баас-Бакинг и др., 1963) приведены на фиг. 8. Из нее видно, что каждая из сред характеризуется некоторыми наиболее часто встречающимися и довольно близкими по своей величине оптимальными значениями рН, а также более редкими, часто по величине значительно отклоняющимися от первых экстремальными значениями рН.

Пресноводные озерные осадки наиболее часто имеют рН, изменяющийся от 6 до 7. Максимальные значения превышают 9,5, а минимальные достигают 4. Значения рН иловых вод болотных осадков варьирует от очень кислых (порядка 2,8-3) до довольно щелочных 8. Наиболее низкие значения рН свойственны верховым болотам, а наиболее высокие - низинным. Иловые воды морских осадков изменяются от слабокислых или нейтральных (рН около 7) до слабощелочных (рН 8,5) экстремальные же значения рН достигают 5 в области минимальных значений и приближаются к 10 - в области максимальных. Для отложений современных океанов и морей в настоящее время не установлено четкой закономерности изменения рН вниз по разрезу поверхности дна.

В осолоняющихся водоемах рН изменяется от кислых (рН приближается к 6) до высокощелочных (рН около 10). Наиболее высокие значения кислотно-щелочного потенциала свойственны иловым водам соленых озер содового типа.

Все эти данные показывают, что даже наиболее часто встречающиеся оптимальные значения рН иловых растворов в осадках многих природных водоемов взаимно перекрывают друг друга. Экстремальные же значения рН иловых вод перекрывают друг друга практически у всех природных сред.

Результаты экспериментальных работ и изучение природных процессов показывает, что при низких температурах и давлениях монтмориллонит образуется в слабокислых, нейтральных или слабощелочных условиях (рН от немногим ниже 7 до 9), в то время как для образования цеолитов требуются более высокие рН - 9-11 (фиг. 8). При возрастании температур образование цеолитов сдвигается в область более низких значений рН (Петров, 1967; Сендеров, Хитаров, 1970).

Анализ материалов, приведенных на фиг. 8, показывает, что существует известная корреляция между величинами рН образования монтмориллонита и цеолитов и оптимальными значениями природных сред, в которых наиболее часто встречаются эти минералы как

продукты диагенетического изменения вулканического стекла. Существование экстремальных значений pH в природных средах объясняет возможность возникновения как цеолита, так и монтмориллонита в самых различных условиях среды седиментации.

Широкое развитие диагенетической монтмориллонитизации вулканического стекла в современную эпоху связано с одной стороны с довольно широким диапазоном химических условий образования этого минерала, а с другой стороны — с обычностью этих условий в природных средах. Более редкие случаи формирования цеолитов обусловлены более специфическими условиями их образования, которые сравнительно нечасто встречаются в природных средах.

Процессы диа- и катагенетического изменения вулканического стекла, установленные в туфогенных породах изученных нами районов, можно сопоставлять с условиями преобразования монтмориллонитов и цеолитов при низких и высоких температурах. Формирование монтмориллонита по вулканическому стеклу, характерное для стадий диагенеза, определялось по-видимому, низкими значениями pH иловых растворов осадков тех фациальных обстановок, в которых происходило накопление пеплового материала. Действительно во всех районах континентальные осадки накапливались в пресноводных водоемах гумидной зоны, а морские — в прибрежной зоне морского бассейна с нормальной соленостью морской воды, т.е. в таких условиях, где наиболее характерными были умеренно-щелочные и кислые значения pH иловых растворов, благоприятствовавшие при низких температурах преобразованию стекла в монтмориллонит.

Различия в интенсивности проявления монтмориллонитизации в диагенезе связаны, по-видимому, с неодинаковыми химическими особенностями иловых растворов осадков различных фациальных типов. Важную роль здесь без сомнения играло первично неодинаковое содержание в осадках органического вещества. В ряду фаций, характеризующихся последовательным снижением интенсивности замещения стекла монтмориллонитом (застойные и заболачивающиеся озера, поймы рек, пресноводные озера, приустьевая отмель, морские фации) наблюдается последовательное уменьшение содержания органического материала, отчетливо фиксируемое при визуальном наблюдении.

Присутствие повышенных количеств органического вещества через усиление микробиологической деятельности, выделение больших количеств CO_2 и органических кислот приводило к возникновению более низких значений pH в растворах и соответственно более интенсивному преобразованию стекла в монтмориллонит. Однако даже в породах фации застойных и заболачивающихся озер значения pH иловых растворов не были достаточно кислыми, чтобы вызвать образование каолинита. Лишь в тех случаях, когда непосредственно выше горизонта с вулканокластическим материалом формировался мощный торфяник, воздействие кислых торфяных вод на осадок было настолько значительным, что по вулканическому стеклу формировался каолинит.

В катагенезе вследствие стабилизации органического вещества, снижения или прекращения микробиологической деятельности прекращается действие факторов, определявших возникновение более кислой реакции среды. Повышение температуры, связанное с возрастанием глубины захоронения осадка, определяло возможность превращения вулканического стекла в цеолиты и при низких рН поровых растворов. Именно поэтому на смену монтмориллонитизации вулканического стекла пришел процесс цеолитизации. Количество новообразованного цеолита естественно определялось в первую очередь количеством вулканического стекла сохранившегося от замещения монтмориллонитом на предшествующих этапах. Это и объясняет в частности то, что наибольшие количества новообразованного цеолита устанавливаются в морских осадках, где диагенетическое изменение вулканокластического материала проявилось наиболее слабо. Необходимые условия для развития цеолитизации возникли не сразу после завершения диагенетических процессов, а спустя известный промежуток времени. Важную роль при этом играла глубина погружения осадков в литосфере, влиявшая на температуру, а при равных глубинах погружения — также и геологическое время. Именно с этим могут быть связаны интенсивное проявление цеолитизации в верхнемеловых отложениях Аркагалинского месторождения и восточного побережья Пенжинской губы (глубины погружения соответственно равны 1000 м и 4,5–5 тыс.м), при полном отсутствии цеолитизации стекла в неогеновых отложениях п-ва Елистратова и палеогеновых — Авековского месторождения (глубины погружения соответственно равны нескольким ста и 1000 м).

Первичная среда накопления осадков способствовала более или менее интенсивному проявлению катагенетической цеолитизации. В самом деле, морские осадки, где иловые воды имели первоначально щелочную реакцию, должны были обладать более благоприятными условиями перехода стекла в цеолит на стадии катагенеза. В то же время континентальные осадки, где изначально поровые растворы имели нейтральную или даже слабокислую реакцию среды, условия для развития этого процесса более менее благоприятны. Именно с этими причинами может быть связано полное преобразование всех пепловых частиц в цеолиты в морских осадках верхнего мела восточного побережья Пенжинской губы и сохранение стекловатой природы некоторых из них — в континентальных. Таким образом, первичные условия образования влияли на процессы преобразования вулканического стекла в катагенезе.

Эти наблюдения показывают исключительную важность изучения фациальных условий накопления пеплового материала для понимания возникновения того или иного минерального состава туфогенных пород. В значительной степени именно благодаря использованию литолого-фациального изучения (наряду с другими методами) удалось разделить сложную историю преобразования пеплового материала на две последовательные стадии (диагенетическую и катагенетическую) и наметить специфические особенности аутигенного минералообразования, характерные для каждой стадии.

Литература

- Баасо-Бекинг Л.Г.М., Каплан И.Р., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. - В сб.: "Геохимия литогенеза". ИЛ., 1953.
- Викулова М.В. (ред.) Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Геология СССР, т. 30. Северо-Восток СССР, кн. 2. "Недра", 1970.
- Гинзбург И.И. Стадийное выветривание минералов. - В сб.: "Вопросы минералогии, геохимии и петрографии". Изд-во АН СССР, 1946.
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. - В сб.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, 1970.
- Копорулин В.И., Вознесенский А.И. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской-губы. - Литол. и пол. ископаемых, 1969, № 6.
- Маршак Ф. Исследования рН суспензий минералов. - Коллоидн. журн., 1960, т. I, № 1.
- Муравьев В.И. Об идентификации монтмориллонитовых минералов. - Литол. и пол. ископаемые, 1971, № 5.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. - В сб.: "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы", Изд-во "Наука", 1967.
- Пушаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоида северо-восточной Азии. Изд-во АН СССР, 1960.
- Сендеров Э.Э., Хитаров И.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. "Наука", 1970.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 2. "Наука", 1962.
- Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. - Труды Геол. ин-та АН СССР, в. 197, 1969.
- Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. - Труды ГИН АН СССР, в. 198. 1970.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
- Шоболов С.П. Месторождения монтмориллонитовых глин. Изд-во "Недра", 1969.
- Hay R.L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. - Geol. Soc. Amer., Special Papers, N 85, 1966.

ЦЕОЛИТЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

Цеолиты щелочных пород изучены в меньшей степени нежели цеолиты основных пород, траппов, пегматитов и осадочных пород. В пределах Таласского Алатау цеолиты широко развиты в щелочных вулканогенных и интрузивных породах. Цеолитовые образования относятся к нескольким генетическим типам классификации В.П. Петрова (1967), который выделил пять генетических типов месторождений цеолитов: 1) месторождения в эффузивных породах; 2) месторождения в зонах выветривания щелочных пород; 3) выделения цеолитов в жилках и пустотах пегматитов и других кристаллических пород; 4) цеолиты осадочных пород; 5) цеолиты как первичные минералы гипабиссальных интрузивных пород.

В пределах изученного нами района Таласского Алатау, территориально охватывающего северную часть Чимкентской области в щелочных вулканических породах Машатской впадины и интрузивных телах Ирису и Каинды наблюдаются цеолитопроявления первого, третьего и пятого типов. Среди цеолитов встречены анальцит, натролит, томсонит, досмиц, ломонтит, шабазит и сколецит. Размеры кристаллов цеолитов довольно разнообразны — от 1–2 мм до 2–5 см. Цеолиты присутствуют как в виде мономинеральных выделений и агрегатов, так и в парагенезисе с кальцитом, пренитом, баритом и арагонитом.

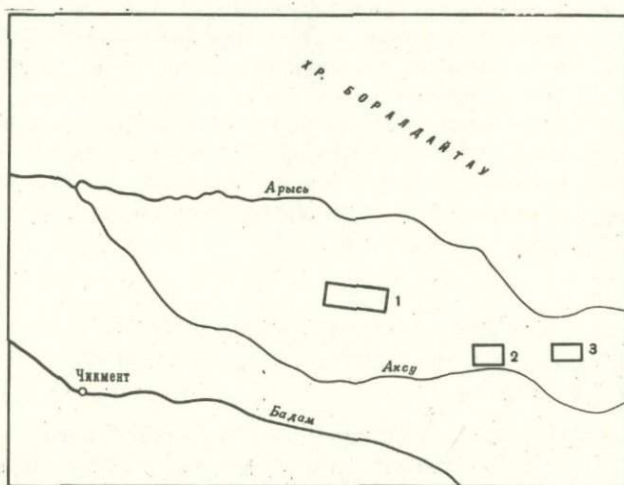
В работах, посвященных петрологии и полезным ископаемым щелочных пород данного района указывается на наличие цеолитов, однако, нигде не указывается какие именно минералы из группы цеолитов в них присутствуют и не приводятся результаты минералогического и химического их изучения.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

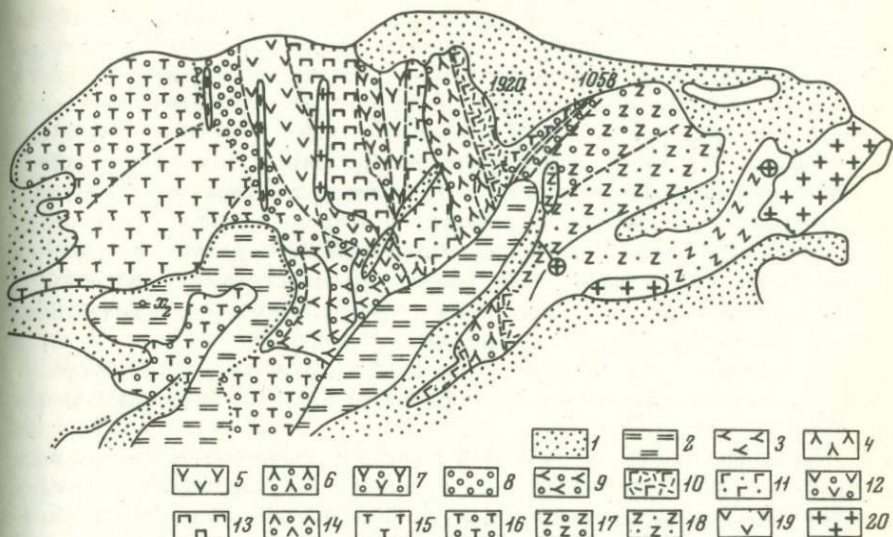
Породы рассматриваемого нами щелочного комплекса северо-западных отрогов Таласского Алатау в структурном отношении приурочены к северной половине Арысь-Угамского синклиория являющегося крупной самостоятельной структурой, вытянутой в северо-восточном направлении и принадлежащей к северо-западной части Среднего Тянь-Шаня (фиг. 1).

В состав рассматриваемого комплекса входят богатые калием основные эффузивные породы и связанные с ними породы субвулканических тел и даек. Эти образования приурочены к Машатской впадине, наложенной на Даубабинскую брахисинклиналь, которая в свою очередь приурочена к северной половине Арысь-Угамского синклинория (фиг. 2). Обогащенные калием интрузивные щелочные породы основного состава образуют серию штоков различных размеров от 30×80 до 200×400 м так же приуроченных к северной части Арысь-Угамского синклинория. К наиболее крупным массивам относятся рассматриваемые нами массивы Ирису и Каинды.

Даубабинская брахисинклиналь, охватывающая северо-западную часть Арысь-Угамского синклинория, в ядре сложена намюрскими оолитовыми известняками и доломитами мощностью 200-250 м. На крыльях брахисинклинали залегают визейские и турнейские известняки с прослоями доломитов, мергелей и алевро-глинистых пород. В пределах Машатской впадины, рассмотренных карбонатных отложениях нижнего карбона, залегают богатые калием эффузивные основные породы и связанные с ними субвулканические тела и дайки. Весь указанный комплекс известен в литературе как даубабинская свита (Т.В. Молчанова, 1958). В северо-восточной части Машатской впадины эффузивные породы по разлому контактируют с известняками верхнего визе. Восточная часть впадины осложнена системой надвигов по которым турнейские, визейские и даже фаненские отложения надвинуты друг на друга и на эффузивные отложения. В западной части впадины на эффузивных отложениях с резким несогласием залегают юрские угленосные отложения. Фор-



Фиг. 1. Карта расположения исследуемых участков
1 - Даубабинский; 2 - Ирисуйский; 3 - Каинды



Фиг. 2. Геолого-петрографическая карта щелочных эффузивов правобережья р. Даубабы

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - известняк нижнеплиоценового четвертичного возраста; 3 - трахитовые порфиры миндалекаменной текстуры; 4 - пироксеновые трахиандезитовые порфиры; 5 - латитовые порфиры; 6 - туфо-лавы латитовых и трахитовых порфиров; 7 - туфо-лавы латитовых порфиров; 8 - мелкообломочные туфы трахитовых и латитовых порфиров; 9 - мелко-среднеобломочные туфы трахитового и латитового состава; 10 - грубообломочные туфы того же состава; 11 - агломератовый туф латитовых порфиров; 12 - пропилитизированные эффузивы; 13 - то же с гематитом; 14 - пропилитизированные туфы латитовых порфиров; 15 - пироксеновые базальты; 16 - агломератовый туф пироксенового базальта; 17 - агломератовый туф трахитового порфира; 18 - миндалекаменный среднезернистый тефрит; 19 - базальт; 20 - лейкократовый сиенит

мирование вулканогенных пород Машатской впадины происходило в период от среднего карбона до триаса включительно.

В центральной части Машатской впадины эффузивная толща залегает полого, а на контакте с карбонатными породами круто. Видимая мощность эффузивов на западе составляет около 200 м, а на востоке около 600 м, верхняя часть свиты уничтожена эрозией. По данным Т.В. Молчановой эффузивы подразделяются на две подсвиты.

Нижняя подсвита в нижней части сложена тефрито-базальтовыми порфиритами и мелкообломочными лавовыми брекчиями, по составу аналогичным лавам, расположенным выше.

Породы нижней подсвиты пользуются широким распространением и занимают около 3/4 всей площади впадины. Они представлены тефрито-базальтовыми порфиритами и лавовыми брекчиями того же состава. Тефрито-базальтовые порфириты слагают нижнюю часть подсвиты, выше располагаются мелкообломочные лавовые брекчии.

Верхняя подсвита, сложенная грубообломочными лавовыми брекчиями тефритовых порфиритов и лейцитами, обнажается в северо-восточной части Машатской впадины.

Среди эффузивов Машатской впадины широким развитием пользуются субвулканические тела и дайки. Т.В. Молчанова в зависимости от состава и приуроченности к различным частям эффузивной толщи выделяет следующие образования:

1) гипабиссальные шонкинит-порфириты, слагающие небольшое тело и дайки эссексит-порфиритов, приуроченные к эффузивам нижней подсвиты;

2) субвулканические лейцитовые тефритовые порфириты, слагающие два самостоятельных тела и дайки лейцитовых нефелинитов, развитые среди эффузивов и лавовых брекчий нижней и верхней подсвит.

3) субвулканические трахиандезиты или латиты, слагающие штоки и дайки, прорывающие обе подсвиты и наиболее широко развитые в северо-восточной части впадины.

Интрузивные щелочные породы основного состава богатые калием образуют серию штоков размещающихся преимущественно в северной и восточной половине Арысь-Угамской зоны. Штоки приурочены к тектоническим нарушениям субмеридионального направления или к местам их пересечения с субширотными разломами типа надвигов и прорывают мощную толщу карбонатных пород. Наиболее крупными штоками являются массивы Ирису и Каинды.

Массив Ирису расположен в центральной части северной половины Арысь-Угамской зоны и приурочен к сбросу меридионального направления секущему широтные структуры. Он имеет в плане округло-вытянутую форму с серповидным очертанием западной границы и занимает территорию около 10 км². Вмещающие карбонатные породы визейских и намюрского возраста смяты в складки широтного простирания и осложнены многочисленными надвигами. По данным Т.В. Молчановой массив является резко дискордантным. Он локализуется в зоне, расположенной на пересечении тектонических нарушений субширотного и меридионального направления.

Восточный контакт массива с вмещающими породами носит сложный характер, в связи с наличием меридиональных тектонических нарушений, вдоль которых наблюдается интенсивное дробление и метасоматическое замещение пород. Западная часть массива скрыта под конгломератами неоген-четвертичного возраста. Северный и южный контакты массива осложнены апофизами интрузивных пород в известняки, а также выступами и ксенолитами скарированных известняков в интрузии. Массив сложен разнообразными породами — пироксенитами, меланократовыми и мезократовыми шонки-

нитами, монцонитами, сиенитами, в том числе псевдолейцитовыми сиенитами и дайками сиенит-пегматитов, мелкозернистых сиенитов и сиенит-порфиров. При этом в северной части массива развиты более меланократовые разности, в центральной и южной — лейкократовые.

В пределах эндоконтактов обнажаются пироксениты, переходящие постепенно в меланократовые и мезократовые шонкиниты. Вдоль восточного контакта массива вмещающие породы мраморизованы или ороговикованы, при этом ширина зоны изменения 300–500 м. У северного и отчасти южного контакта интрузии развиты пироксенитовые, пироксен-гранатовые, пироксен-эпидотовые скарны с магнетитовой минерализацией.

Массив Каинды располагается северо-восточнее массива Ирису в 8–10 км от него. Интрузия Каинды прорывает складчатую толщу карбона и приурочена к пересечению разлома меридионального простирания с субширотным надвигом согласным с простиранием карбонатной толщи.

Форма массива Каинды приближенно прямоугольная, вытянутая в субмеридиональном направлении. Размер — 2–3 км². Поверхность контакта имеет крутое падение. Линии контакта в современном эрозионном срезе волнообразно-извилистые. В западной, юго-западной и частично восточной экзоконтактной зонах интрузии присутствуют сателлиты округло-овальной или удлиненно-вытянутой формы, размером от 5 до 800 м. В эндоконтактных частях интрузии присутствуют плитообразные ксенолиты известняков.

Массив Каинды имеет крайне неоднородное строение. Он состоит, главным образом, из меланократовых разностей: пироксенитов, шонкинитов и монцонитов. Все названные породы связаны друг с другом постепенными переходами. Лейкократовые разности — сиениты и щелочные сиениты залегают в виде даек. В.А. Николаев (1935) в пределах массива Каинды описал порфировые породы — фергуситы залегающие в виде даек меридионального простирания.

К.А. Абдарахмановым (1965) в обоих массивах выделены породы трех интрузивных фаз.

К первой интрузивной фазе относятся щелочные пироксениты и псевдолейцитовые породы, связанные между собой постепенными переходами. В переходных зонах встречаются участки сложенные биотитовыми пироксенитами или шонкинитами. В пределах Ирису щелочные пироксениты образуют разобщенные тела овальной, удлиненной формы, ориентированные в субширотном направлении, с крутопадающими контактовыми плоскостями.

Щелочные пироксениты слагают центральную и северную часть интрузии Каинды—штокообразные тела этих пород удлиненно-вытянутой формы отмечаются также в юго-восточной и западной частях интрузии Каинды. Псевдолейцитовые породы в массивах Ирису и Каинды образуют отдельные тела. Породы второй интрузивной фазы представлены пироксен-биотитовыми монцонитами и пироксен-биотитовыми сиенитами. Они прорывают породы первой фазы и содержат

их ксенолиты. В пределах Ирису монциты и сиениты залегают в центральной части интрузии в виде штокообразного тела, помимо того они присутствуют в западной и южной частях массива. В интрузии Каинды породы второй фазы образуют субмеридионально-вытянутые интрузивные тела.

Породы третьей интрузивной фазы включают пироксен-роговообманковые шонкиниты и сиениты пироксен-роговообманковые, меланократовые и мезократовые реже лейкократовые. В пределах Ирису пироксен-роговообманковые шонкиниты и сиениты образуют крупное полукольцевое тело, обрамляющее центральное монцитовое тело. В южной части массива пироксен-роговообманковые трахитоидные сиениты образуют штокообразное тело удлиненно-вытянутое, залегающее среди пород второй фазы. В центральной части массива лейкократовые сиениты образуют узкое тело контактирующее с пироксенитами и монцитами.

Помимо того, пироксен-роговообманковые сиениты образуют многочисленные небольшие дайки находящиеся среди пород двух первых фаз.

В массиве Каинды породы третьей интрузивной фазы слагают узкое субмеридиональное ориентированное тело у восточного контакта и овальное штокообразное тело у юго-восточного контакта.

По данным К.А. Абдарахманова (1965) интрузивы Ирису и Каинды относятся к трещинным многофазным интрузиям.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ЦЕОЛИТЫ ПОРОД

Проявления цеолитов приурочены к вулканогенным породам даубабинской свиты, часть цеолитов связана с изверженными породами. Ниже нами дается детальное описание пород, вмещающих цеолиты, и краткое описание пород, генетически связанных с цеолитсодержащими.

Эффузивные породы Даубабинский свиты

Тефрито-базальтовые миндалекаменные порфириты представляют собой плотную плохо раскристаллизованную породу темного или лило-вато-серого цвета с мелкими вкрапленниками темноцветных минералов и большим количеством (до 30-40% объема породы) миндалин размером 1-3 см, выполненных цеолитами, кальцитом и пренитом. Под микроскопом тефрито-базальтовые миндалекаменные порфириты характеризуются миндалекаменной структурой. Миндалины выполнены анальцимом, натролитом, томсонитом, шабазитом, кальцитом и пренитом, обычно они окаймляются хлоритовой оторочкой. Форма миндалин изометрично округлая, размеры в шлифах до 1,5-2 мм. Вкрапленники составляют 25-40% объема и представлены главным образом пироксеном, в меньшем количестве присутствуют оливин и плагиоклаз, в ряде случаев отмечается биотит. Пироксен представ-

лен идиоморфно-призматическими кристаллами размером от 0,2- до 2-3 мм, различно окрашенными с хорошей призматической спайностью и частыми включениями оливина, апатита и магнетита. Бесцветные пироксены отвечают авгиту ($c:Ng = 45^\circ$); бледно-лиловые - титан-авгиту ($c:Ng = 40^\circ$), бледно-зеленоватые - диопсид-авгиту ($c:Ng = 39^\circ$).

Плаггиоклаз образует кристаллы удлиненно-таблитчатого габиту-са, характеризующиеся зональным строением, центральная часть по составу отвечает лабрадору (An_{50-52}) и в значительной степени соскюритизирована, далее располагается каемка андезина (An_{40}) слабо измененного, а по периферии наблюдается узкая оторочка кислого андезина (An_{15-20}).

Оливин присутствует в виде кристаллов округлой и овальной формы, в различной степени разложенных, с периферии и по трещинам замещенных кальцитом и рудным минералом.

Биотит и амфибол встречаются редко и представляют собой вторичные образования по вкрапленникам пироксена.

Основная масса плохо раскристаллизованная, состоит из табличек и лейст основного плаггиоклаза (андезин-лабрадора) слабо серицитизированного, мелких кристаллов пироксена, выделений кали-натрового полевого шпата неправильной формы и стекловатого слабо раскристаллизованного базиса, переполненного рудной пылью.

Лавовые брекчии тефрито-базальтовых миндалекаменных порфиритов макроскопически характеризуются наличием обломков размером от 1-5 мм до 2-3 см, четко выделяющихся на фоне цементирующей массы. Микроскопическое изучение пород показало, что состав обломков однообразный, отвечает тефрито-базальтовым порфиритам различающимся между собой лишь количественными соотношениями вкрапленников и основной массы. Помимо обломков тефрито-базальтовых порфиритов в породе присутствуют различных размеров обломки мраморов.

Цементирующая масса состоит преимущественно из стекловатого материала, содержащего тончайшие включения рудной пыли, а также небольшое количество обломков кристаллов пироксена, плаггиоклазов и оливина. По стеклу и цементирующей массе развиваются цеолиты, представленные преимущественно натролитом. В отдельных случаях цеолиты полностью замещают цемент. Помимо того цеолиты выполняют многочисленные мелкие жеоидки развитые среди основной стекловатой массы крупных обломков тефрито-базальтовых миндалекаменных порфиритов. В ряде случаев цеолиты в виде мелких прожилок пронизывают весь шлиф.

Лавовые брекчии тефритовых порфиритов макроскопически представлены грубообломочными разновидностями с угловатыми или угловато-оплавленными обломками, размером от 20-30 до 150-200 см, и неравномернозернистой основной массы. Обломки представлены рассмотренными выше обломками тефрито-базальтовых порфиритов, а также обломками лейцитовых тефритовых порфиритов. Обломки лейцитовых тефритовых порфиритов на 50% состоят

из вкрапленников пироксена, представленного бледноокрашенным авгитом ($c:N_g = 47$), около 30% составляют вкрапленники основного плагиоклаза, сильно измененные, в небольшом количестве присутствуют вкрапленники оливина, биотита, амфибола, а также вкрапленники анальцима и томсонита развивающегося по лейциту. Основная масса представлена стекловатым веществом с тонкими лейстами плагиоклаза, зернами пироксена. Мелкие жёдки выполнены лейцитом и цеолитами. Цементирующий материал представлен измененными вторичными процессами, слабо раскристаллизованным стекловатым материалом с включениями кристаллов пироксена, плагиоклаза и жёдами, выполненными анальцимом и томсонитом.

Лейцититы образуют маломощные прослои среди лавовых брекчий. Макроскопически это тонкозернистые темно-серые породы с многочисленными мелкими жёдками выполненными лейцитом и цеолитами составляющими 30–40% объема породы. Под микроскопом порода характеризуется преобладанием идиоморфных округлых жёдок, выполненных лейцитом совместно с анальцимом и натролитом, наряду с этим присутствуют вкрапленники авгита, биотита. Стекловатый базис так же содержит мельчайшие жёдки лейцита, анальцима и натролита.

Шонкинит-порфириды микроскопически представляют порфировые породы с мелкозернистой структурой основной массы, обогащенной большим количеством мельчайших чешуек биотита. Мелкие миндалины выполнены цеолитами и кальцитом. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами пироксена (до 40%), отвечающим диоксид-авгиту ($c:N_g = 42^\circ$) и титан-авгиту ($c:N_g = 43-45^\circ$), размер до 4 мм. В меньшем количестве присутствуют вкрапленники калинатрового полевого шпата 22%, плагиоклаза 10%, оливина 8%, нефелина 5%, роговой обманки 5%, рудных минералов 2%. Миндалины выполнены анальцимом, натролитом и кальцитом. Мелкозернистая основная масса состоит из мелких кристаллов основного плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, пироксена и цеолитизированного нефелина. Цеолиты и карбонаты часто присутствуют в основной массе.

Эссекит-порфириды состоят из зональных вкрапленников пироксена (30%) центральная часть которых представлена авгитом, а краевая – титан-авгитом, часть вкрапленников представлена титан-авгитом, роговой обманкой (40%), оливином (10–15%), редкими кристаллами плагиоклаза состава лабрадор (An_{60-62}), калиевого полевого шпата и анальцима. Анальцим представлен крупными изотропными кристаллами. Основная масса состоит из мелких кристаллов пироксена, плагиоклаза, ортоклаза и анальцима.

Мончикиты состоят из вкрапленников пироксена представленного титан-авгитом, оливина и амфибола. Стекловатая основная масса, около 65% объема породы, состоит из мелких кристаллов пироксена, амфибола, плагиоклаза и скоплений анальцима.

Лейцитовые тефритовые порфириды макроскопически представляют собой тонкозернистые порфировые породы с округлыми миндали-

нами, выполненными лейцитом, цеолитами, кальцитом и вкрапленниками пироксена. В отдельных участках они имеют миндалекаменную структуру. Под микроскопом видно, что вкрапленники имеют зональное строение. Ядро вкрапленника отвечает бледно-зеленому диопсид-авгиту ($c:N_g = 39-40^\circ$), а краевая часть бесцветному титан-авгиту ($c:N_g = 45^\circ$). Вкрапленники также представлены редкими кристаллами оливина, амфибола и биотита. Основная масса состоит из мелких зерен пироксена, плагиоклаза состава андезин-лабрадор и многочисленных мелких выделений лейцита обычно замещающегося анальцимом. В большом количестве присутствует тонкорассеянный рудный минерал.

Миндалины выполнены анальцимом, натролитом, томсонитом и кальцитом.

Лейцитовые нефелиниты макроскопически представляют собой порфиридные породы с тонкозернистой основной массой, буровато-серые, с многочисленными мелкими выделениями лейцита, замещенного анальцимом. В целом они близки вышеописанным лейцититам, от которых отличаются наличием нефелина, полностью замещенного цеолитами, кальцитом и серицитом.

Андезито-трахитовые порфиры макроскопически характеризуются различной степенью раскристаллизации — от плотных слабо раскристаллизованных разностей до разностей с полнокристаллической структурой розовато-серой окраски. Более плотные разности содержат розовые вкрапленники полевых шпатов.

Микроскопическое изучение показало, что раскристаллизованные андезито-трахитовые порфиры характеризуются трахитоидной структурой основной массы, на фоне которой выделяются крупные удлиненные вкрапленники калинатрового полевого шпата, часто имеющие вид крестовидных сростков. По составу они отвечают натровому ортоклазу, содержащему мелкие кристаллы андезина. Крупные вкрапленники ортоклаза обрастают каемкой более позднего альбита. Вкрапленники плагиоклаза (An_{35-40}) сильно серицитизированы и обрастают альбитовой каемкой. Вкрапленники пироксена отвечают эгирин-авгиту ($c:N_g = 51-52^\circ$). Присутствуют также вкрапленники кристаллов амфибола, биотита и нефелина. Нефелин замещается кальцитом и натролитом.

Миндалекаменные авгитовые андезито-трахитовые порфиры — макроскопически слабо раскристаллизованные породы с афанитовой основной массой, на фоне которой наблюдается большое количество миндалин неправильной формы, выполненных анальцимом и кальцитом, а также вкрапленников плагиоклаза.

Микроскопическое изучение показало, что вкрапленники плагиоклаза отвечают олигоклаз-андезину, вкрапленники калиевого полевого шпата отвечают натровому ортоклазу. Присутствуют также призматические вкрапленники пироксена, представленные эгирин-авгитом, и биотита. В основной массе присутствуют мелкие кристаллики плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, изотропные образования анальцима.

Интрузивные породы

Пироксениты макроскопически разделяются на крупно-, среднезернистые и порфиroidные. Крупно- и среднезернистые образуют центральные части интрузивных тел, порфиroidные - периферические. Под микроскопом пироксениты обнаруживают гипидиоморфнозернистую и пойкилитовую структуры. Пироксен составляет 70-85% от всей массы породы. Он представлен зеленовато-бурым диопсид-авгитом ($c:Ng = 47-52^\circ$), бесцветным авгитом ($c:Ng = 54-56^\circ$) и светло-зеленоватым диопсид-авгитом ($c:Ng = 42-46^\circ$). Августы образуют наиболее крупные кристаллы первой генерации, диопсид-авгиты представлены небольшими кристаллами второй генерации.

Биотит в виде мелких ориентированных табличек бурого цвета играет существенную роль и содержание его доходит до 25%.

Оливин составляет 5-10% и в значительной степени замещен серпентинитом.

В небольшом количестве присутствуют кристаллы ортоклаза, амфибола и зональные кристаллы граната. Ортоклаз присутствует в виде зерен.

Амфибол представлен бурой разностью, гастингситом и часто включает кристаллы пироксена.

Гранат присутствует в небольшом количестве, образуя окрашенные кристаллы зонального строения меланита включающие пироксен.

Агрегаты представляющие собой сростки ортоклаза и нефелина замещены цеолитом, канкринитом, серицитом и кальцитом.

Шонкиниты макроскопически по текстурным признакам разделяются на полосчатые, равномернозернистые и порфиroidные.

Полосчатые шонкиниты состоят из чередующихся полос различающихся количественными соотношениями породообразующих минералов. Микроскопическое их изучение показало, что темные полосы на 80% состоят из пироксена и аналогичны описанным пироксенитам. Светлые участки сложены калинатровым полевым шпатом, преобладающим над пироксеном, и плагиоклазом, а также небольшим количеством биотита и амфибола. Равномернозернистые шонкиниты состоят из калинатрового полевого шпата (40-50%), представленного ортоклазом и натровым ортоклазом, а также пироксена (30%), отвечающего диопсид-авгиту с примесью эгирина и эгиринсодержащего авгита. Присутствует также плагиоклаз (5-15%), в более меланократовых разностях он отвечает андезин-лабрадору (An_{50-52}), в более лейкократовых - олигоклаз-андезину и андезину (An_{30-40}). Оливин составляет 5-10% и представлен изометричными зернами. В небольшом количестве присутствуют биотит, амфибол и нефелин. Сростки ортоклаза и нефелина присутствуют в большем количестве по сравнению с меланократовыми шонкинитами.

Порфиroidные шонкиниты от равномернозернистых макроскопически отличаются наличием округлых пятен белого цвета, состоящих из прорастаний ортоклаза и нефелина типа псевдолейцита. Микроскопическое изучение этих образований показало, что порфиroid-

видные сростки ортоклаза и нефелина в центре имеют грубый пегматоидный облик, в периферических частях представлены тончайшими сростками. Нефелин сростков замещается содалитом, канкринитом, серицитом и томсонитом. Псевдолейциты представляют собой овоиды неправильной формы или хорошо ограненные образования, отвечающие первичной огранке кристаллов лейцита, размером до 0,5–1 мм. Как уже отмечалось они представляют собой мелкозернистый агрегат калиевого полевого шпата и нефелина. По нефелину развиваются томсонит, натролит, десмин, серицит и кальцит.

Экспериментальные данные Р. Фадэли (Fudali, 1957) показали, что псевдолейцитоподобные сростания ортоклаза и нефелина могут образовываться в результате разложения фенокристаллов цеолитов при низкой температуре и давлении водяного пара в 4000 кг/см².

Монциты макроскопически представляют собой серые породы с массивной текстурой. Макроскопически монциты отличаются от шонкинитов количеством плагиоклазов. Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые кристаллы или мелкие идиоморфные, включенные в ксеноморфные зерна ортоклаза. Калинатовый полевой шпат представлен ортоклазом и натровым ортоклазом и составляет 15–30%. Пироксен составляет 30% и принадлежит бледноокрашенному диопсид-авгиту. Помимо этого присутствует биотит и амфибол.

Сиениты макроскопически сходны с шонкнитами. Для них характерно преобладание калинатового шпата, составляющего более 50% объема породы, в то время как темноцветные компоненты составляют около 15% и представлены диопсид-авгитом, биотитом (лепидомеланом) и амфиболом (гастингситом).

Морфология цеолитовых образований

Встреченные нами в пределах Таласского Алатау цеолиты выполняют трещины и пустоты, образуют прожилки различной мощности, гнезда, жеоды, миндалины, а так же замещают отдельные минералы. Морфологически цеолиты и их агрегаты зависят от характера вмещающих пород. Так, среди лавовых брекчий тефритовых и тефритобазальтовых порфиритов даубабинской свиты наблюдаются наиболее мощные прожилки цеолитов с раздувами до 3–5 см, а также гнезда, диаметр которых составляет 2–3 см. Цеолиты наблюдаются также в зонах гидротермально измененных пород, образуя гнездообразные скопления в ассоциации с кальцитом. В миндалекаменных тефритобазальтовых порфиритах и лейцититах даубабинской свиты цеолиты выполняют многочисленные миндалины округлой формы размером от 0,1 до 3–5 см при этом большая часть их приурочена к апикальным частям субвулканических тел и даек.

В породах интрузий Ирису и Каинды цеолиты приурочены к порфировидным выделениям псевдолейцитовых образований, ассоциируя с кальцитом, серицитом и канкринитом. В зонах гидротермально измененных интрузивных пород цеолиты залегают совместно с кальцитом.

Цеолиты и сопутствующие им минералы

Проведенное нами микроскопическое, рентгенометрическое, термическое, а также ИК-спектроскопическое изучение цеолитов позволило установить шесть минеральных видов описываемых нами в соответствии с классификацией Штрунца (1962) в следующем порядке: анальцим, натролит, томсонит, десмин, шабозит, сколецит. Анальцим образует прожилки, гнезда и мицелины совместно с натролитом, томсонитом и кальцитом. Наиболее значительные скопления встречаются в виде гнезд совместно с натролитом и кальцитом. При этом анальцим сплошной коркой покрывает стенки гнезд.

Таблица 1

Химический состав анальцима, в вес. %

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	54,78	56,34	56,08	51,83
TiO ₂	Нет	Нет	-	-
Al ₂ O ₃	23,76	22,08	22,80	25,33
Fe ₂ O ₃	0,49	Нет	Нет	0,02
FeO	Нет	Нет	Нет	-
CaO	0,97	0,55	0,23	0,34
MnO	0,40	Нет	-	0,08
MgO	0,01	Нет	-	Сл.
P ₂ O ₅	0,01	0,03	-	-
Na ₂ O	12,93	12,00	11,62	14,12
K ₂ O	0,15	0,10	0,48	Нет
H ₂ O ⁺	5,25	7,82	8,86	8,16
H ₂ O ⁻	1,23	0,52	0,98	0,28
CO ₂	0,35	Нет	-	-
	Нет	0,07	-	-
Сумма	100,3	99,51	101,05	100,27

1 - Таласский Алатау; 2 - бассейн р.Тэтэрэ, по В.В.Еремееву, 1967; 3 - Гвиштиби, Г.В.Гвахария, 1951; 4 - обр. из Ильменского заповедника, А.И.Симонов, 1949.

Фиг. 3. Термограммы цеолитов и сопутствующих им минералов

а - анальцим; б - натролит;
в - томсонит; г - десмин;
д - шабазит; е - сколецит;
ж - кальцит; з - пренит

Кристаллизация его, вероятно, происходила раньше кристаллов натролита и кальцита.

Анальцим представлен бесцветными, молочно-белыми или эмалево-белыми хорошо образованными кристаллами с отчетливыми гранями тетрагон-триоктаэдра (211). Блеск стеклянный, излом раковистый. Размер кристаллов от 0,5-3 мм до 1 см. В шлифах анальцим изотропен, в ряде случаев характеризуется аномальным дву- преломлением и полисинтетическим двойниковым строением.

Показатель преломления анальцима ($N = 1,483 \pm 0,03$) соответствует приведенному нами для месторождений Подкаменной Тунгуски и Г.В. Гвахария для месторождений Гвиштиби ($N = 1,487 \pm 0,02$).

Химический состав изученного нами анальцима приведен в табл. 1 и в целом близок ранее описанному анальциму из месторождений бассейна р. Тэтэрэ (Подкаменная Тунгуска), Гвиштиби (Грузия) и Ильменского заповедника (Урал), отличаясь несколько повышенным содержанием CaO.

Кристаллохимическая формула анальцима $Na_{0,9}, Ca_{0,02}, K_{0,01}[Al_{0,99}Si_{1,99}O_{5,98}] \cdot 1,02H_2O$.

Рентгеновская характеристика приведена в табл. 2, термограмма на фиг. 3, а.

Дифференциально-термическая кривая характеризуется наличием единственного эндотермического максимума при 440° (фиг. 3, а). Рентгенометрическая характеристика приведена в табл. 2.

Натролит является самым распространенным минералом среди цеолитов в районе Таласского Алатау. Он выполняет пустоты и слагает жёоды, гнезда и прожилки в ассоциации с томсонитом, шабазитом, сколецитом, десмином, пренитом и кальцитом. Натро-

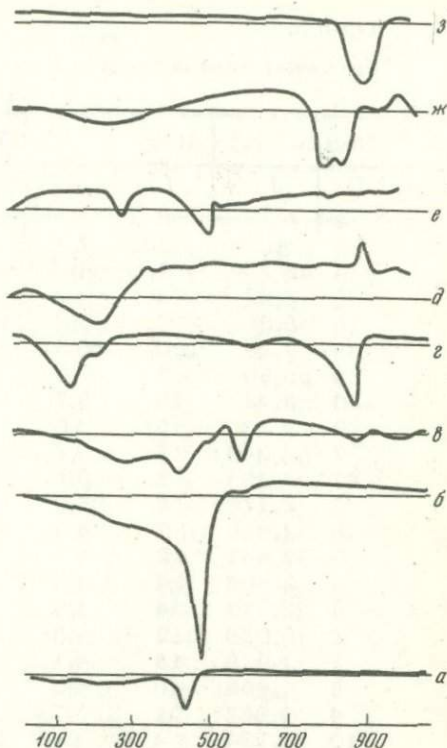


Таблица 2

Рентгенограммы цеолитов и сопутствующих им минералов

Авальцим (1)		Натролит (2)		Томсонит (3)		Десмин (4)	
l	d	l	d	l	d	l	d
3	6,2	13	7,3	9	10	4	11,2
4	25	7,1	8	7,4	10	10	10,2
8	5,8	9	6,8	27	7	10	8,9
18	5,5	36	6,3	100	6	4	5,18
38	3,79	100	6,5	8	5,6	1	4,87
4	3,60	5	6,0	10	5,8	9	4,64
100	3,42	10	5,7	5	5,3	9	4,50
9	3,20	5	5,5	13	5,1	6	4,25
7	2,946	3	5,2	9	4,8	10	4,00
41	2,903	3	5,1	58	4,6	5	3,74
5	2,776	5	5,05	15	4,3	5	3,36
8	2,660	7	4,8	59	4,1	5	3,18
6	2,481	12	4,7	5	3,9	10	3,03
6	2,406	24	4,4	7	3,8	8	2,76
3	2,213	24	4,5	8	3,6	1	2,73
2	2,056	12	4,3	21	3,5	4	2,56
2	1,919	13	4,1	25	3,5	3	2,46
5	1,892	40	4,0	9	3,3	4	2,36
4	1,855	31	3,75	33	3,2	2	2,22
10	1,734	4	3,58	15	3,22	1	2,13
4	1,680	4	3,46	35	3,21	1	2,11
4	1,656	5	3,41	8	3,06	3	2,07
2	1,609	13	3,25	9	3,06	3	2,04
3	1,584	15	3,18	29	3,03	2	1,911
2	1,495	17	3,13	33	2,94	7	1,836
2	1,472	11	3,06	28	2,92	3	1,790
4	1,441	4	2,95	46	2,86	3	1,743
2	1,406	11	2,932	8	2,79	1	-
7	1,378	32	2,85	3	2,75	1	-
		4	2,694	57	2,67	7	1,596
		3	2,660	13	2,56	7	1,562
		3	2,566	12	2,49	1	1,530
		4	2,64	14	2,427	1	1,506
		4	2,528	15	2,410	1	1,478
		3	2,499	3	2,309	4	1,447
		12	2,436	10	2,285	2	1,420
		11	2,408	8	2,25	1	1,400
		10	2,330	6	2,13	1	3,397
		5	2,281	65	2,175	4	1,361
		5	2,255	8	2,123	1	1,339

1 - Таласский Алатау; 2 - Подкаменная Тунгуска (по Еремееву, 1967), бассейн р.Тэтэре; 3 - Грузия (по Гвахария, 1951) Согаклуговое месторождение; 4 - Грузия (по Глинке, 1906), Цхра-

Шабазит (5)		Сколцит (6)		Пренит (7)		Кальцит (8)	
l	d	l	d	l	d	l	d
3	10,5	24	7,2	36	10,0	1	4,21
100	9,5	9	6,6	14	9,0	2	3,86
11	7,5	100	6	2	5,2	6	3,36
14	7	10	6	3	5,08	10	3,00
44	6,4	25	5,2	15	4,4	2	2,80
4	6,1	5	5,1	2	3,8	2	2,74
2	5,5	7	5,2	2	3,64	5	2,50
10	5,1	7	5,2	2	3,60	7	2,29
6	5,0	8	5,0	3	3,50	7	2,60
36	4,4	8	5,0	9	3,46	3	2,00
22	4,5	33	4,1	100	3,40	9	1,91
9	4,4	29	4,3	6	3,29	9	1,88
10	3,30	89	4,3	10	3,126	18	1,27
41	4,0	30	4,0	35	3,07	1	1,68
33	3,96	8	3,3	5	2,83	3	1,63
8	3,87	3	3,5	4	2,75	4	1,60
13	3,63	2	3,1	3	2,62	3	1,59
8	3,57	13	3,3	64	2,55	5	1,51
28	3,49	11	3,2	3	2,44	4	1,47
11	3,36	21	3,2	5	2,40	5	1,44
27	3,33	15	3,1	6	2,35	5	1,42
28	3,21	7	3,0	38	2,00	3	1,36
22	3,18	8	3,0	2	2,14	3	1,34
36	3,13	32	2,94	2	2,11	5	1,29
55	3,01	33	2,92	5	2,06	2	1,24
6	2,92	24	2,87	5	2,04	5	1,23
13	2,86	36	2,85	2	1,96	6	1,18
6	2,83	1	2,73	6	1,23	8	1,15
7	2,78	2	2,69	15	1,84	7	1,14
7	2,68	2	2,67	7	1,77	2	1,12
7	2,60	6	2,60	4	1,76	2	1,11
20	2,56	16	2,56	9	1,71	7	1,06
9	2,50	6	2,475	3	1,70	9	1,04
9	2,48	21	2,43	2	1,65	9	1,03
22	2,42	4	2,36	2	1,63	9	1,01
25	2,35	6	2,31	1	1,61		
3	2,31	8	2,29	1	1,56		
15	2,70	4	2,27	2	1,53		
15	2,61	4	9,24	4	1,45		
4	2,20	98	2,21	1	1,41		

Цхаро месторождение; 5 - Гренландия, по Гаертнеру и Мачатски (Gaertner, Machatski, 1927); 6 - Колорадо, по Хею (Хей, 1932); 7 - Исландия, по Нею (Неу, 1932); 8 - Богемия (Неу, 1932).

лит присутствует в виде крупных четко выраженных игольчатых кристаллов, образующих лучистые агрегаты с длиной отдельных лучей от 0,5 до 2–3 мм. В виде самостоятельных мономинеральных выделений натролит не наблюдается. Часто встречаются сростки натролита со сколецитом и кальцитом, при этом основную массу агрегата составляют корковидные образования кальцита. Местами среди массы кальцита располагается натролит, представляющий собой сростки тонкоигольчатых кристаллов в ассоциации со сколецитом. Весьма распространены сростки тонкоигольчатых кристаллов натролита и десмина совместно с кальцитом выполняющие миндалины, при этом кристаллы натролита расположены среди массы десмина.

Довольно часто наблюдаются сростки натролита и кальцита, при этом натролит образует радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов, нарастающих на крупные кристаллы кальцита и выполняющих промежутки между ними. Игольчатые кристаллы натролита обычно имеют белый цвет, реже бледно-розовый и стеклянный или перламутровый блеск. Для кристаллов натролита характерна спайность по призме (110), особенно четко выраженная в шлифах.

Кристаллы натролита характеризуются положительным удлинением и прямым угасанием знаков (+). Показатели преломления ($n_g = 1,475 \pm 0,002$; $n_p = 1,457 \pm 0,002$) близки к показателям преломления натролита бассейна р. Тэтэрэ ($n_g = 1,476 \pm 0,002$; $n_p = 1,456 \pm 0,002$), а так же натролита из Шаропани ($n_g = 1,486 \pm 0,003$; $n_p = 1,476 \pm 0,003$) и различных месторождений Америки, Африки и Европы: $n_g = 1,482$; $n_p = 1,478$ (Нью-Джерси); $n_g = 1,486$; $n_p = 1,475$ (Кимберли); $n_g = 1,4890$, $n_p = 1,478$ (Чехия).

Химический анализ натролита приведен в табл. 3. Так же для сравнения приведены близкие к ним анализы натролитов из месторождений Подкаменной Тунгуски, Грузии, Кузнецкого Алатау, Урала, Южной Африки и Америки. Кристаллохимическая формула $Na_{2,3} [Al_{1,35} Fe_{0,05} Si_{3,2} O_{9,4}] 2,6H_2O$.

Дифференциально-термическая кривая натролита Таласского Алатау довольно близка к кривым, приведенным нами для р. Нижней Тунгуски, а так же кривым нагревания, полученными другими авторами (Нырков, Кобелев, 1962; Иванова, 1961). Для изученного натролита характерен резкий эндотермический эффект с максимумом при температуре $485^\circ C$, а также второй эндотермический эффект с максимумом при $580^\circ C$ (фиг. 4,б). Рентгенограмма натролита приведена в табл. 2.

Инфракрасные спектры природного натролита характеризуются следующими особенностями: частота валентных колебаний OH-группировок составляет 3550 и 3330 см^{-1} , частота деформационных колебаний – 1638 см^{-1} . Следовательно, в натролите присутствует молекулярная вода ($d = 1638 \text{ см}^{-1}$).

Таблица 3

Химический состав натролита, в вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,38	46,38	47,22	47,59	47,45	46,96	46,96	47,29	47,22
TiO ₂	Нет	0,04	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	27,92	26,85	25,87	24,68	26,60	26,86	27,12	27,56	26,94
Fe ₂ O ₃	0,79	0,07	0,04	-	-	-	-	-	-
FeO	Нет	0,18	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,03	Не обн.	0,02	-	-	-	-	-	-
MgO	0,40	Сл.	Сл.	Сл.	0,62	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01				Не определялся				
CaO	2,50	1,26	0,16	1,15	0,42	0,57	1,89	0,80	1,05
H ₂ O ⁺	7,53	9,16	10,41	10,64	9,50	9,78	10,80	9,40	9,28
H ₂ O ⁻	Нет	0,49	0,41	0,38	0,08	0,11	-	-	-
Na ₂ O	15,41	14,87	16,42	14,93	14,19	12,48	12,48	14,63	14,45
K ₂ O	0,18	0,40	0,94	0,42	0,04	0,17	1,25	0,59	1,27
CO ₂	0,80				Не определялся				
Сумма	99,55	99,70	100,49	99,79	-	100,34	100,50	100,27	100,21

1 - Таласский Алатау; 2 - Подкаменная Тунгуска, р. Тэтэрэ, Еремеев, 1967; 3 - месторождение Шаропани, Грузинская ССР, Гвахария, 1951; 4 - месторождение Красный Мост, Грузинская ССР, Гвахария, 1951; 5 - Кузнецкий Алатау, Логвиненко, 1963; 6 - обр. из Ильменского заповедника, Симоненко, 1949; 7 - Альпы, Тироль, Неу, 1932; 8 - месторождение Кимберли, Южная Африка, Неу, 1932; 9 - месторождение Нью-Джерси, Северная Америка, Неу, 1932.

Томсонит присутствует в виде гнездообразных скоплений и миндалин, преимущественно совместно с натролитом и кальцитом. Томсонит представлен кристаллами удлиненно-призматического габитуса, образующими радиально-лучистые агрегаты. Кристаллы томсонита белого цвета с перламутровым блеском, в ряде случаев прозрачные, бесцветные. Спайность совершенная по (100).

Микроскопическое изучение кристаллов томсонита показало, что они образуют параллельные сростки по (010). Погасание прямое. Показатели преломления томсонита $N_g = 1,530 \pm 0,003$; $N_p = 1,520 \pm 0,003$ близки к показателям преломления томсонита месторождений р. Тэтэрэ (Подкаменная Тунгуска) $N_g = 1,531 \pm 0,003$; $N_p = 1,520 \pm 0,003$, а также Сагалукского месторождения (Грузия) $N_g = 1,533 \pm 0,003$; $N_p = 1,521 \pm 0,003$; томсонита из Чехии ($N_g = 1,531 \pm 0,003$; $N_p = 1,519 \pm 0,003$); Исландии ($N_g = 1,529 \pm 0,003$; $N_p = 1,518 \pm 0,003$) и Колорадо ($N_g = 1,527 \pm 0,003$; $N_p = 1,518 \pm 0,003$).

Химический анализ томсонита приведен в табл. 4, там же для сравнения приведены анализы томсонита Подкаменной Тунгуски (месторождения р. Тэтэрэ), Грузии (месторождения Согаклугское и Цхра-Цхаро) и из Гренландии, США (Колорадо), Исландии и Чехии.

Состав томсонита Таласского Алатау отвечает следующей кристаллохимической формуле: $Ca_{1,95}Na_{1,3}K_{0,06}[Al_{4,5}Fe^{0,5}Si_5O_{19,5}]6,5H_2O$.

Дифференциально-термическая кривая томсонита характеризуется двумя четкими эндотермическими эффектами в интервале $200-500^{\circ}$ с максимумом 420° , $500-600^{\circ}$ с максимумом 590° , а также эндотермическим пиком у 890° . В целом характер кривой довольно близок к эталонной кривой В.П. Ивановой (1961), кривой приведенной нами (1967), а так же А.А. Нырковым и А.Г. Кобилевым (1962) (фиг. 5,з).

Рентгенограмма томсонита соответствует эталонной (см. табл. 2).

Десмин присутствует в породах выполняя прожилки, гнезда и миндалины, он ассоциирует с натролитом, анальцимом, кальцитом и хлоритом. С кальцитом он образует сростки. В ассоциации с другими минералами десмин кристаллизуется позднее анальцима и натролита. Он представлен кристаллами таблитчатой формы размер которых не превышает 2-3 мм, характерны друзовидные сростки. Цвет кристаллов десмина белый, реже светло-розовый.

В шлифах десмина обнаруживают отчетливое полисинтетическое двойниковое строение, причем ориентированы перпендикулярно удлинению кристалла.

Десмин - минерал оптически отрицательный, удлинение отрицательное; $2V = 40^{\circ}$. Показатели преломления десмина из Таласского Алатау ($N_g = 1,500 \pm 0,003$; $N_p = 1,494 \pm 0,003$) близки к показателям преломления десмина р. Тэтэрэ ($N_g = 1,501 \pm 0,003$; $N_p = 1,494 \pm 0,003$) и из Хаиши ($N_g = 1,502 \pm 0,003$; $N_p = 1,494 \pm 0,003$).

Таблица 4

Химический состав томсонита, в вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39,42	40,00	40,65	42,44	41,55	40,3	41,2	39,87
TiO ₂	Нет	0,04	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	28,32	26,87	31,38	28,47	30,13	28,5	29,47	28,98
Fe ₂ O ₃	0,45	0,08	Нет	0,40	-	-	-	-
FeO	0,16	0,16	-	-	-	-	-	-
MnO	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-
MgO	0,35	Сл.	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01			Не определялся				
CaO	13,88	13,45	12,16	11,81	11,20	11,20	11,87	9,70
H ₂ O ⁺	11,23	11,48	12,16	13,05	13,07	14,1	12,74	14,28
H ₂ O ⁻	0,40	1,87						
Na ₂ O	5,24	5,54	1,62	3,60	3,53	5,7	4,7	6,50
K ₂ O	0,18	0,16	0,70	-	0,52	-	0,27	-
CO ₂	0,01			Не определялся				
Сумма	100,20	99,16	99,65	99,77	99,90	99,8	100,25	99,33

Таблица 5

Химический состав десминов, в вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,10	55,11	55,14	56,31	55,65
TiO ₂	0,59	Не обн.	-	-	-
Al ₂ O ₃	17,24	17,11	15,51	16,25	16,70
Fe ₂ O ₃	1,70	0,09	0,07	1	
FeO	0,39	Не обн.	-	-	-
MnO	0,13	Сл.	-	-	-
MgO	5,30	Обн.	-	-	-
CaO	8,26	8,00	8,76	7,66	7,10
Na ₂ O	1,35	0,07	2,63	1,03	1,15
K ₂ O	1,38	0,06	0,35	-	-
H ₂ O ⁺	4,39	13,61	17,07	17,75	18,95
H ₂ O ⁻	4,45	4,38	-	-	-
P ₂ O ₅	0,30	0,04	-	-	-
CO ₂	0,60				
C	0,11		Не определялся		
Сумма	100,29	99,73	99,53	100	100

1 - Таласский Алатау; 2 - Подкаменная Тунгуска, бассейн р. Тэтэрэ; 3 - месторождение Хаины, Вост. Сванетия, по Г.В. Гвахария (1951); 4 - обр. Ильменского заповедника, А.И. Симонов, 1949; 5 - обр. Исландии, Doelter, 1921.

Химический анализ десмина приведен в табл. 5. Там же для сравнения приведены анализы десмина из месторождения р. Тэтэрэ (Подкаменная Тунгуска), Хаши (Восточная Сванетия), Урала и Исландии. В данном случае десмин характеризуется более высоким содержанием Fe₂O₃, FeO, MgO, K₂O. Согласно данным М.Н. Шкабара (1951) для десмина характерны изоморфные замещения типа Ca²⁺≡2Na⁺ или SiNa≡AlCa. Содержание молекул воды в элементарной ячейке меняется в зависимости от условий образования от 4 до 8 и увеличивается с понижением температуры. Судя по этому, изученный нами цеолит представляет собой относительно высо-

котемпературную разность. Кристаллохимическая формула десмина: $\text{Na}_2\text{O}, \text{Ca}_{0,09}[\text{Al}_{2,2}\text{Si}_{6,03}\text{O}_{16,4}]5,6\text{H}_2\text{O}$.

Кривая нагревания десмина приведена на фиг. 3, г. В целом она близка к кривой нагревания приведенной В.П. Ивановой (1961) и кривой нагревания приведенной нами ранее (1967). Она характеризуется наличием двух эндотермических эффектов. Рентгенограмма десмина приведена в табл. 2. Данные инфракрасной спектроскопии. Для десмина характерно наличие молекулярной воды ($S_{\text{OH}} = 1624, 1651 \text{ см}^{-1}$). Широкая область валентных колебаний H_2O свидетельствует о наличии в материале ряда структурных группировок молекулярной воды.

Шабазит — присутствует в виде маломощных прожилков а так же в виде рассыпчатой белой корковидной массы совместно с кальцитом. Помимо того он локализуется в пустотах размером 0,1–0,5 см. Шабазит образует мельчайшие кристаллы псевдокубического габитуса, образующие друзовидные сростки и двойники прорастания. Цвет кристаллов шабазита белый, реже желтовато-белый, блеск стеклянный.

В шлифах кристаллы шабазита характеризуются четким двойниковым строением и небольшим двупреломлением. Показатели преломления шабазита: $N_g = 1,493 \pm 0,002$; $N_p = 1,488 \pm 0,002$, что близко к показателям преломления шабазита Подкаменной Тунгуски р. Тэтэрэ ($N_g = 1,493 \pm 0,002$; $N_p = 1,488 \pm 0,002$) и шабазита из Ахалдихского района Грузии ($N_g = 1,493 \pm 0,002$; $N_p = 1,489 \pm 0,002$).

Дифференциально-термическая кривая шабазита характеризуется наличием двух эндотермических эффектов — 200 и 350° и одного экзотермического — 900°. Эндотермические реакции вызваны выделением воды, экзотермический эффект связан со структурной перестройкой вещества (фиг. 3, д).

Химический анализ шабазита приведен в табл. 6. Для сравнения приведен анализ шабазита р. Подкаменная Тунгуска (бассейн р. Тэтэрэ) левого притока р. Чоны, впадающей в р. Виллой.

Химический анализ описываемого шабазита близок к приведенным. Кристаллохимическая формула: $(\text{Ca}_{0,95}\text{Na}_{0,03})[\text{Al}_{0,95}\text{Si}_{2,15}\text{O}_{6,1}]5,9\text{H}_2\text{O}$.

Рентгенометрическое изучение приведено в табл. 2.

Исследование шабазита методом ИК-спектроскопии показало, что для инфракрасного спектра шабазита характерны две области поглощения связанные с колебанием групп OH (1660 и 3450 см^{-1}). Полоса 1660 см^{-1} относится к деформационным колебаниям OH в молекулах H_2O . Полоса 3450 см^{-1} соответствует валентным колебаниям молекулярной воды, полученные нами данные по ИК-спектроскопии шабазита согласуются с результатами исследований в работе Т.В. Юхневича и Э.Э. Сендерова (1961).

Сколечит присутствует в виде столбчатых кристаллов, образующих агрегаты радиально-лучистого строения. Размеры кристаллов

Таблица 6

Химический состав шабазита, в вес. %

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO ₂	46,90	45,97	47,26	CaO	18,25	18,57	8,60
TiO ₂	Нет	Не обн.	-	Na ₂ O	0,26	0,16	2,08
Al ₂ O ₃	16,00	17,04	18,80	K ₂ O	0,49	0,35	0,50
Fe ₂ O ₃	0,60	Сл.	0,26	H ₂ O ⁺	16,05	16,68	17,82
FeO	0,10	0,12	Сл.	H ₂ O ⁻	1,20	1,32	3,28
MnO	0,05	0,03	-				
MgO	0,10	0,07	0,12				
				Сумма 100,00 100,21 99,88			

1 - обр. из Таласского Алатау; 2 - бассейн р. Тэтэрэ, В.В. Еремеев, 1967; 3 - бассейн Мархаи, М.И. Андрусенко, 1962.

от 1-2 до 10-30 мм. Кристаллы сколецита характеризуются четко выраженной спайностью по (110). Показатели преломления сколецита: $N_g = 1,505 \pm 0,003$; $N_p = 1,500 \pm 0,003$.

Ниже приводится химический состав сколецита и для сравнения химический состав сколецита из района Аспиндзы (Юго-Западная Грузия): $Ca_{1,1}Na_{0,04}[Al_{1,96}Fe^{III}_{0,03}Si_{2,9}O_{9,8}]3,2H_2O$.

Таблица 7

Химический состав сколецита, в вес. %

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO ₂	43,45	44,63	CaO	15,71	14,88
TiO ₂	0,08	0,04	H ₂ O ⁺	14,41	13,44
Al ₂ O ₃	24,31	25,78	H ₂ O ⁻	0,64	0,56
Fe ₂ O ₃	0,64	0,24	Na ₂ O	0,40	0,15
FeO	Нет	Сл.	K ₂ O	0,05	0,04
MnO	0,01	-			
MgO	0,30	0,21			
				Сумма 100,00 99,97	

1 - обр. Таласского Алатау; 2 - Аспиндзы (Юго-Западная Грузия) (В.И. Панеш и др., 1967).

Рентгенограмма сколецита приведена в табл. 2.

Дифференциально-термическая кривая сколецита приведена на фиг. 3, е. На дифференциальной кривой отчетливо выделяются четыре эндотермических эффекта максимумов, которым соответствуют температуры 280, 500, 560 и 810°C.

Минералы, ассоциирующие с цеолитами. В ассоциации с цеолитами присутствует кальцит, пренит, кварц, барит и арагонит. Все эти минералы кристаллизовались раньше или позже цеолитов.

Кальцит присутствует в ассоциации со всеми цеолитами. Он образует также мономинеральные прожилки и выполняет миндалины. Дифференциально-термическая кривая кальцита соответствует эталонной кривой приведенной В.П. Ивановой (1961), а также кривой приведенной нами (1967) для цеолитов бассейна р. Подкаменная Тунгуска (р. Тэтэрэ) и характеризуется четким эндотермическим эффектом в интервале 850–1000°C с максимумом 900° (фиг. 5, и). Рентгенометрические данные показаны в табл. 2.

Пренит присутствует в гнездах, совместно с натролитом, десминном, анальцимом, томсонитом, сколецитом. Он образует радиально-лучистые кристаллические агрегаты, концы лучей которых образуют сферические поверхности. Обычно агрегаты образуют корковидные скопления. Весьма характерны радиально-лучистые агрегаты пренита, в промежутках между которыми располагаются кристаллы натролита. Агрегаты пренита довольно часто выполняют жеоды. Пренит зеленого цвета, со слабо выраженной спайностью по (001). Блеск стеклянный, на плоскостях спайности слабо перламутровый. В шлифах кристаллы пренита характеризуются удлинением габиту-сом. Удлинение отрицательное, знак (+). Показатели преломления пренита: $n_g = 1,633 \pm 0,003$; $n_p = 1,609 \pm 0,003$.

Химический анализ пренита приведен в табл. 8, там же приведен анализ пренита в Хаши, Крыма и бассейнов рек Тэтэрэ и Курейка.

Как следует из табл. 8 прениты разных районов имеют близкий химический состав. Состав пренита из Даубабинского месторождения соответствует кристаллохимической формуле $(Ca_{2,00}Na_{0,05}K_{0,00})Al_{0,74}(Si_{2,93}Al_{1,07})O_{9,21}2,79OH$.

Дифференциально-термическая кривая близка к кривой нагревания приведенной В.П. Ивановой (1961, 1967) и характеризуется эндотермическими эффектами с максимумами при 800 и 950° (фиг. 5, ж).

Барит встречается в виде маломощных прожилков и гнездообразных скоплений хорошо ограненных кристаллов размером от 1–2 мм до 1–2 см. Показатели преломления барита $n_g = 1,649 \pm 0,001$; $n_p = 1,636 \pm 0,01$. В ассоциации с баритом иногда присутствует натролит.

Арагонит присутствует в виде прожилков и гнезд в зонах гидротермального изменения. Размеры кристаллов от 2/3 мм до 1 см.

Таблица 8

Химический состав пренита, в вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	42,32	43,15	43,93	43,21	43,81
TiO ₂	Нет	Сл.	-	-	-
Al ₂ O ₃	22,13	24,12	23,89	22,69	22,65
Fe ₂ O ₃	3,26	0,11	-	2,23	2,01
FeO	0,30	-	-	-	-
MnO	0,02	Сл.	0,06	-	-
MgO	Нет	Не обн.	-	0,14	0,21
CaO	26,90	26,94	25,25	26,69	27,43
Na ₂ O	0,45	0,16	0,58	0,06	Сл.
K ₂ O	0,18	0,04	0,62	0,05	Сл.
H ₂ O ⁻	Нет	0,18	0,46	0,24	-
H ₂ O ⁺	4,37	5,06	4,47	-	-
Cl	Не опр.	0,14	-	-	-
P ₂ O ₅	0,001		Не определялся		
Сумма	99,94	100,20	99,36	99,97	100,91

1 - Даубабинское месторождение, Таласский Алатау; 2 - бассейн р. Тэтэрэ, по В.В.Еремееву, 1967; 3 - месторождение Ханши, Восточная Сванетия, Гвахария, 1951; 4 - бассейн р. Курейка, по Г.Ф.Анастасенко, 1963; 5 - Крым, М.Н. Шкабара, 1949.

Особенности генезиса цеолитов Таласского Алатау

Цеолиты и сопутствующие им минералы выполняют полости и пустоты существовавшие в эффузивах, а также замещают первичные минералы пород. В этом случае процесс образования цеолитов можно считать наложенным процессом изменения в условиях "цеолитовой фации". Это вполне согласуется с положениями Феннера (Fenner, 1936), Стейнера (Steiner, 1953) и С.И.Набоко (1964), согласно которым цеолиты формируются на относительно небольших глубинах, от 20 до 170 м, за счет воздействия на породы горячих водных растворов. Другая часть цеолитов, входящих в состав лей-

кократовых интрузивных пород, образовалась в поздний этап формирования породы — стадию ее гидротермального изменения. Цеолиты этого типа близки к широко известным образованиям в анальцимовых габброидных породах — тешенитах (Белякин, 1912; Белякин, Петров, 1945; Еремеев, 1940). Формирование цеолитов в миндалинах и гнездах в интрузивных телах и по пороодообразующим минералам так же обусловлено воздействием на интрузивные тела гидротермальных растворов.

Возможности использования щелочных пород Таласского Алатау

Цеолиты, обладающие адсорбционными свойствами, нашли применение при осадке газов, крекинге нефти и других адсорбционных процессах. До последнего времени для этих целей применяются преимущественно искусственные цеолиты. Описанные выше цеолитсодержащие породы массивов Ирису, Каинды и Машатской впадины могут быть рекомендованы в качестве сырья для получения цеолитов.

Известно также, что щелочные базальтоиды Даубабинского месторождения могут быть использованы в качестве активных минеральных добавок используемых при производстве цемента, а также заполнителей бетона. При этом щелочные базальтоиды Даубабинского месторождения разведаны и разрабатываются для цементной промышленности, помимо того они могут быть использованы для производства минеральной ваты и сырья для каменного литья.

Рассмотренные выше нефелинсодержащие и лейцитсодержащие породы массивов Ирису и Каинды пригодны для производства полевошпатового сырья.

Литература

- Абдрахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Ала-Тау. — Изд-во "Наука", Казахской ССР, Алма-Ата, 1965.
- Анастасенко Г.Ф. Датолит, пренит и апофиллит из бассейна р. Курейки. Труды НИИГА, 1963.
- Белякин Д.С. Тешенит из Курсебы. Избр. труды, т.2, 1958.
- Белякин Д.С., Петров В.П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945.
- Гвахария Г.В. Цеолиты Грузии. Изд-во АН Груз.ССР, 1951.
- Глинка К.Д. Исследования в области процессов выветривания. — Труды СПб. о-ва естествоиспытателей, 1906, 34, вып. 5.
- Еремеев В.В. Цеолиты бассейна р. Тэтэрэ (бассейна р. Подкаменной Тунгуски). Сб. Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. Изд-во "Наука", 1967.
- Еремеев В.П. Петрографическое исследование цеолитового габбро у района сел. Гвардзинети. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1940, вып. 36.
- Иванова В.П. Термограммы минералов. — Записки Всес. мин. об-ва, вып.1, 1961.

- Логвиненко Н.В., Карякин Л.И., Бергер М.Г., Кулеско Г.И. О минералах группы натролита. - Записки Всес. мин. о-ва, вып. 3, 1963.
- Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Молчанова Т.В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. Изд-во "Наука", 1966.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1973.
- Нырков А.А., Кобилев А.Г. Термоаналитическое изучение цеолитов. В сб. "Труды 6-го совещания по экспериментальн. и техн. мин. и petr." Изд-во АН СССР, 1962.
- Панеш В.И., Наседкина В.Х., Наседкин В.В. Минералого-петрографическая характеристика и особенности дегидратации минералов группы цеолитов. - В сб.: "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы". Изд-во "Наука", 1967.
- Петров В.П. Вулканическое стекло и цеолитообразование. - В сб.: "Водные вулканические стекла и поствулканические минералы". Изд-во "Наука", 1967.
- Симонов Л.И., Анальцим, натролит - В сб.: "Минералы Ильменского заповедника". Изд-во АН СССР, 1949.
- Ферсман А.Е. Цеолиты России и их минералогия. - Избр. труды, т.1, 1952.
- Шкабара М.Н. Прениты из Крымских изверженных пород. - ДАН СССР, 1949, т. 69, № 6.
- Шкабара М.Н., Штурм Е.А. Цеолиты Нижне-Тунгусского бассейна. - Всес. мин. о-ва, 1940, 2-я серия, 4, 69, вып. 1.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, 1962.
- Fenner C.N. Bore-hole investigations in Jellrostone Park. - J. Geol., 1936, 44, N 2, pt. 11.
- Hey M.I. Studies on the zeolites Thomsonite. - Min. mag., 23, N 143.
- Hey M.I. Studies on zeolites Natrolite and metanatroilite. - Min. Mag., 1932, 23, N 139.
- Hey M. Studies on the zeolites Mesolite. - Min. Mag., 1933, 23, N 143.
- Hey, Banister F. Studies on Zeolites Mesolite. - Min. Mag., 1900, 23, N 143.
- Steiner A. Hydrothermal alteration at Wairakei. - New Zealand Repz. - Econ. Geol., 1953, 49, N 1.
- Doelter G. Handbuch der Mineralchemie. B. 11, T. 3. Dresden u. Leipzig, 1921.
- Gaertner H., Machatski F. Der Tomsonit aus dem Basalte von Dis. Ko. - Grönland. Zentrbl. Min., 1927, N 11, Abt. A

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РАЗЛОЖЕНИЕ КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОМЫШЛЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение процесса кристаллизации минералов имеет важное значение не только для геологии, но и для промышленности. Явления кристаллизации чрезвычайно многогранны по механизму протекания. При прочих равных условиях ход кристаллизации определяется структурным состоянием исходного материала. Поэтому выявление особенностей процесса кристаллизации для каждого вида исходного вещества представляет собой самостоятельную задачу.

Несмотря на значительное число работ по гидротермальному разложению вулканических стекол и синтезируемым при этом фазам (Sudo, Matsuoka, 1959; Ellis, 1960; Sersale, 1961; Гогшвили и др., 1965, 1968; Цицишвили и др., 1965, 1966; Наседкин, Наседкина, 1967; Наседкин, Козырин, 1969; Хитаров и др., 1970; Карпов, 1970; Козырин, 1970; Хундадзе, 1971), многие аспекты их кристаллизации еще не изучены с достаточной полнотой. Между тем установление особенностей этого процесса, как уже было отмечено имеет не только теоретическое, но и практическое значение.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве исходного материала были использованы кислые вулканические стекла из верхнемиоцен-нижнеплейстоценовой толщи Южной Грузии (Схиртладзе, 1958) — обсидианы, перлиты и вулканические пеплы, состав которых приводится в табл. 1.

Кислые вулканические стекла в отличие от основных характеризуются относительно простым составом. Они состоят, главным образом, из кремнезема, глинозема и щелочей, содержание других компонентов — низкое и они ведут себя как примеси. Повышенное содержание железа, кальция, магния и других элементов в основных стеклах при кристаллизации вызывает образование сложных по составу полиминеральных продуктов. Применение основных стекол затруднено и тем, что они редко встречаются без вкрапленников; при использовании двух фазовых пород (стекло-кристалл) реакция протекает более сложно, поскольку механизмы разложения стекла и кристаллов резко различны.

Таблица 1

Химический состав исходных материалов, в вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	74,72	71,90	62,60	72,21
Al ₂ O ₃	13,66	14,00	18,20	14,60
Fe ₂ O ₃	0,69	0,13	1,97	0,64
FeO	0,46	0,12	-	-
TiO ₂	-	-	0,12	-
CaO	0,85	0,75	1,29	0,51
MgO	0,42	0,34	0,79	-
Na ₂ O	3,86	3,60	1,80	3,60
K ₂ O	4,70	4,55	2,60	4,44
ППП	0,44	4,26	6,40	3,73
Влага	0,02	0,50	3,40	0,37
Сумма	99,81	100,13	99,17	100,10

1 - обсидиан; 2 - перлит; 3 - вулканический пепел желтой окраски с примесью галлуазита; 4 - вулканический пепел белой окраски без примесей.

Использованные обсидианы и перлиты по составу однородны, оптически изотропны и рентгеноаморфны. В обсидианах иногда наблюдается четкая, в других - плохо заметная полосчатость, выраженная в чередовании прозрачных и слабопрозрачных полос. В полосчатых разностях наблюдаются кристаллиты, вытянутые параллельно ее направлению. Для перлитов характерна перлитовая текстура.

Из вулканических пеплов, широко развитых на Малом Кавказе, для экспериментов использовались пеплы месторождения Кариани Дманисского района Южной Грузии. Это белая или желтая слабоцементированная слоистая порода, которая легко разрыхляется при раздавливании. Крупные (несколько сантиметров) обломки пемзы и стекла встречаются редко. Размер частиц пепла, как правило, не превышает 0,25 мм. Обломки-эллипсоидальные, угловатые, серповидные, овальные, чаще прозрачные, иногда мутные. Под микроскопом видно, что пепел состоит из изотропного стекла с многочисленными мельчайшими пузырьками и кристаллитами. В желтых разностях пеплов присутствует плохо раскристаллизованное глинистое вещество - метагаллуазит ($d_{001} = 7,8-83 \text{ \AA}$; $d_{020} = 4,44 \text{ \AA}$, $d_{002} = 3,56-3,65 \text{ \AA}$; $d_{060} = 1,48 \text{ \AA}$). Термический анализ этого

минерала, выделенного отмучиванием, дал кривую, характерную для метагаллуазита (эндотермические эффекты при температурах 150 и 550° и экзотермический — при температуре около 900°C). На свежем сколе стекловатых частиц видно, что глинистое вещество развивается за счет стекла, иногда проникает в него вдоль мельчайших трещинок, и, следовательно, является вторичным образованием.

В ряде опытов были использованы вулканические стекла из верхнемеловой вулканогенной свиты Сомхитско-Карабахской зоны Малого Кавказа. Эти липаритовые и липарито-дацитовые стекла подобно четвертичным рентгеноаморфны и оптически изотропны. В них присутствуют относительно редкие вкрапленники полевых шпатов, кварца, биотита. Вблизи зон гидротермально-измененных пород (аргиллитов, пропилитов) стекло разлагается с образованием кварц-морденитового агрегата с гидрослюдой и анальцимом или без них.

Высокотемпературные опыты ($T > 100^\circ$), проводились в автоклавах из нержавеющей жаропрочной стали с рабочим объемом 100 см³. Рабочая температура достигалась за 2–3 часа и поддерживалась автоматическим регулированием с точностью $\pm 5^\circ$. Стекло в виде кусков (несколько см) или порошка с диаметром частиц 200 меш. помещали в тигель, опускали в автоклав, заливали раствором до расчетного коэффициента заполнения. После опыта твердый остаток промывали дистиллированной водой пока pH промывной воды не достигало 7–8 и высушивали при температуре 40–60°C.

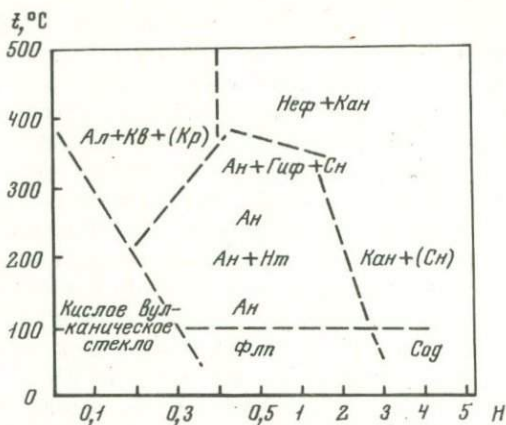
Низкотемпературные опыты проводились в щелочностойких сосудах. Стекло обрабатывали щелочным раствором заданной концентрации при температуре кипения раствора (около 106° для 8 N NaOH) или несколько ниже на кипящей водяной бане. Сосуд прикрывали крышкой и поддерживали первоначальный объем раствора периодическим добавлением кипятка.

Синтезированные фазы контролировались оптическим и рентгенометрическим (УРС-55, УР-55а) методами, а также ДТА и химическим анализом. При необходимости проводилось определение SiO₂, Al₂O₃, pH в отработанном растворе. Близость значений pH исходного и отработанного растворов указывала на отсутствие разложения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На фиг. 1 в координатах температура-концентрация NaOH показаны поля синтеза минералов из кислых вулканических стекол четвертичного возраста в опытах продолжительностью до одного месяца¹.

¹ В отличие от опубликованной ранее (Гогишвили и др., 1968), эта диаграмма несколько уточнена и дополнена данными для низкотемпературной области.



Фиг. 1. Схематическая диаграмма разложения и кристаллизации кислых вулканических стекол при взаимодействии с растворами гидроксида натрия

Здесь и в тексте приняты следующие сокращения и обозначения: Ал — альбит; Ан — анальцит; Ам — аморфное; Гидр — гидронефелин; Г.— гидроксил-содалит; Кан — гидроксил-канкринит; Кв — кварц; Кл — калифилит (Клф. — калиофилит); Кр — кристабит; К.флп. — калиевый филиппсит; К.шт. — калиевый полевоый шпат; Лц — лейцит; Неф — нефелин; Нт — натролит; Нет — нет кристаллизации; (Сн) — метасиликат натрия; Сн — дисиликат натрия; Сл — слабая раскристаллизация; Сод — содалит; Флп — филиппсит (На — гарронит); Т:Ж — весовое отношение твердой фазы к жидкой; в скобки заключены фазы — примеси

Поле «стекла» в левой нижней части диаграммы очерчено приблизительно. Как будет показано ниже, имеются все основания полагать, что в продолжительных опытах или при использовании стекол из других месторождений это поле значительно сузится или исчезнет совсем.

Реакционная способность раствора едкого натрия понижается по мере добавления соляной кислоты. Растворы хлорида натрия, разбавленные соляно-кислые растворы и дистиллированная вода при продолжительности взаимодействия несколько недель и температуре до 300° практически не разлагают обсидианы и перлиты четвертичного возраста. В этих условиях новообразования фиксируются только в продуктах опытов, проведенных при 350° и выше. При воздействии раствора NaOH с рН-13 рентгеновским методом обнаружены минеральные фазы в продуктах опытов, проведенных при 200° и выше. До 250° заметного изменения обсидиана не наблюдается также при воздействии со стеклом 0,3 и раствора фторида натрия.

Аналогичную стойкость обнаруживает также искусственное стекло, полученное из природного стекла или кислых кристалличе-

ских пород путем плавления и закалки. Вывод о высокой стойкости четвертичных обсидианов, перлитов и искусственных стекол хорошо согласуется с экспериментальными данными ряда исследователей (Coombs et al.; 1959; Hawkins, Roy, 1963; Wyart, 1955), согласно которым в дистиллированной воде искусственные и природные кислые стекла не дают заметных новообразований до температуры 400–500° и давления в несколько сот атмосфер. Вместе с тем изучение стойкости липаритовых и липарито-дацитовых стекол позднемелового возраста приводит к иным результатам. Они оказались намного более реакционно способными нежели четвертичные, хотя они близки по составу, так же рентгеноаморфны и оптически изотропны. Позднемеловые стекла легко кристаллизуются в условиях поля "стекла" на фиг. 1. Например, при температуре 130°C в 0.2 н растворе NaOH за 12 суток при высоких коэффициентах заполнения это стекло частично превращается в минерал с филлипситовым мотивом структуры, а в 35-суточных опытах образуется анальцит. Верхнемеловые стекла по стойкости сходные с обсидианами, использованными в своих работах В.В. Наседкиным и В.Х. Наседкиной (1967), В.В. Наседкиным и Н.А. Козыриным (1969), Н.А. Козыриным (1970), которые показали, что при температуре 400° и давлении 1000 атм обсидиан заметно кристаллизуется в дистиллированной воде.

Четвертичные стекла, использованные нами для опытов, так же отличаются друг от друга по реакционной способности: вулканические пеплы разлагаются быстрее обсидианов. Так, в 0,25 н растворе NaOH при температуре 100° обсидиановая пудра остается рентгеноаморфной в течение 20 суток, пепел же в этих условиях за 8 суток перекристаллизовывается, по крайней мере, на 50% по объему. По-видимому, это объясняется наличием в стекловатых частицах пепла готовых кристаллических зародышей, возникших еще в процессе образования.

Из вышеприведенного следует, что рентгеноаморфные, оптически изотропные и близкие по составу вулканические стекла, могут резко отличаться по химической стойкости. Подобно промышленным стеклам (Эйтель, 1962) химическая стойкость вулканических стекол в значительной степени определяется температурным режимом их получения. Надо думать, что упорядоченность структуры стекла определяет его химическую стойкость. Процесс "старения стекол" прежде всего является процессом увеличения порядка структуры. Следовательно, степень упорядоченности определяется не только термическим режимом становления, но и последующей историей нахождения. Поэтому вопросы кристаллизации вулканического стекла для каждого месторождения могут представлять самостоятельную задачу.

Стекловатому состоянию по сравнению с кристаллическим при-
суща некоторая избыточная свободная энергия, определяющая их
повышенную реакционную способность. С термодинамической точки
зрения наиболее реакционноспособными являются стекла с максималь-

Таблица 2

Условия и продукты кристаллизации вулканических стекол

Номер опыта	Т, °С	Нормальность раствора, Н		Продолжительность опыта, сутки	Продукты кристаллизации	
		NaOH	NaCl			
2/6	100	12,5	-	1	Г.-сод	
113/1		8	-	1	Г.-сод	
113/3		8	-	3,5	Г.-сод+Кан	
113/4		8	-	6	Кан+Г.-сод.	
1/2		5	-	3	Г.-сод.	
15/6		2,5	-	12	Г.-сод.	
1/1		2,6	-	3	Г.-сод.	
15/5		2	-	12	Флп	
IV/3		120	0,5	-	9	Ан
60/5		130	4	-	10	Кан
60/3	3		-	10	Ан	
106/1		3	4	3	Сод	
106/3		3	3	3	Сод	
106/4		3	2	3	Сод	
106/5		3	1,7	3	Сод	
106/6		3	1,3	3	Сод	
106/8		3	1,1	3	Сод+Ан	
108/5		3	0,9	3	Сод+Ан	
108/6		3	0,5	3	Кан+Ан+Сод	
108/7		3	0,1	3	Ан+Кан	
102/4		2,5	4	3	Сод+Ан	
104/6		2,5	1,7	3	Ан+Сод	
102/1		2,5	0,9	3	Ан	
104/8	130	2	4	3	Сод+Ан	
103/6		2	3	3	Сод+Ан	
103/2		2	1,7	3	Ан+Сод	
103/7		1,25	3	3	Ан+(Сод)	
103/3		1,25	1,7	3	Ан	
2/1	150	8	-	1	Кан	
II/6		8	-	2	Кан	
2/2		8	-	3	Кан	
2/3		8	-	10	Кан	
VI/3		5	-	1 час	Ам	
VI/2		5	-	4 час	Кан	
II/4		5	-	1	Ан+Кан	
II/5		5	-	2	Кан	
II/18		2,5	-	2	Ан	
III/1		0,8	-	4 час	Ан	

Таблица 2 (окончание)

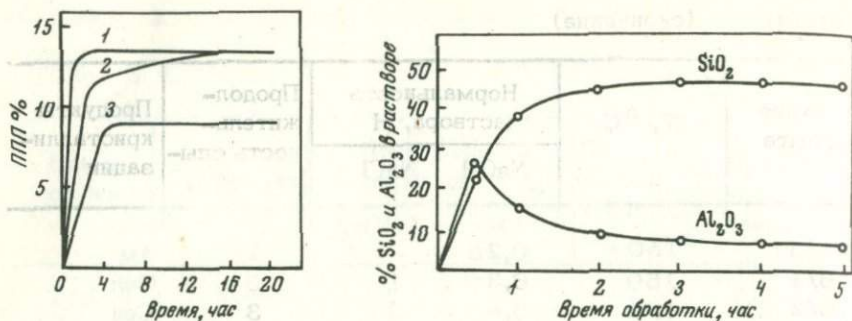
Номер опыта	Т, °С	Нормальность раствора, Н		Продолжительность опыта, сутки	Продукты кристаллизации
		NaOH	NaCl		
IV /31	150	0,25	-	2	Ам
16/1	150	6,3	1	3	Сод
16/2	150	3,8	3	3	Сод
16/3	150	2,5	4	3	Сод

Г.-сод. - гидросодалит, Кан - канкринит, Флп - филлипсит,
 Ан - анальцим, Сод - содалит, Ам - аморфная фаза.

ным беспорядком структуры. Однако, по мере повышения порядка в действие вступает кинетический фактор - появляются определенные группировки атомов, облегчающие зародышеобразование. Поэтому древние стекла, обычно с начавшимися процессами старения, легче раскристаллизовываются при гидротермальной обработке.

Внесение в систему дополнительных ионов заметно меняет картину, показанную на фиг. 1. Так, данные, приведенные в табл. 2, показывают, что наличие хлора при сохранении достаточной для разложения стекла щелочности, приводит к образованию содалита, поле синтеза которого покрывает поля гидроксил-содалита и гидроксил-канкринита. К аналогичному эффекту приводит присутствие карбонат-иона.

Кристаллизация стекла протекает стадийно, через промежуточные продукты. Так, было показано (Гогишвили и др., 1968), что выше 200° образованию анальцима предшествует образование альбита. При 300° в 0,01н растворе соды за трое суток возникает альбит, за 6 суток - альбит и анальцим, а за 15 суток - один только анальцим. Из табл. 2 следует, что при температуре 150° за 4 часа в 0,8 н растворе NaOH возникает анальцим, в 8н - гидроксил-канкринит, а в 5н - гидроксил-канкринит и анальцим. Последний в продолжительных опытах (24 часа) превращается в канкринит. Это явление достаточно наглядно иллюстрируется диаграммой (фиг. 2), на которой показана зависимость гидратированности продуктов гидротермальной обработки обсидиановой шихты от времени обработки. Из приведенных примеров следует, что эффекты повышения щелочности раствора и продолжительности опыта в данном случае аналогичны и благоприятствуют замене фаз богатых SiO₂ менее кремнеземистыми. К аналогичному эффекту приводит увеличение отношения жидкой фазы к твердой. Все это позволяет допустить, что появление промежуточных фаз определяется скоростью растворения кремнезема.



Фиг. 2. Зависимость гидратированности продуктов гидротермальной обработки обсидиановой шихты в растворах NaOH от времени обработки

1, 2, 3 - соответственно 8н, 5н и 0,8н растворы

Фиг. 3. Содержание кремнезема и глинозема в растворе в зависимости от времени обработки стекла, 8н раствор NaOH; при -95°C ; Т:Ж-1:50

За скоростью растворения кремнезема можно проследить на примере синтеза гидроксил-содалита. При кристаллизации этого соединения с низким содержанием SiO_2 из кислого стекла высвобождается и переходит в раствор значительная часть кремнезема. Как показано на фиг. 3, в течение первых 30 минут обработки обсидиана 8н раствором NaOH при 95°C Т:Ж=1:50, содержание кремнезема и глинозема в растворе увеличивается. Однако в дальнейшем содержание глинозема в растворе начинает падать и после 5 часов достигает минимального значения. Содержание кремнезема в растворе возрастает и через 5 часов достигает максимума. Если в шихту совместно со стеклом внести кристаллы содалита, пик на кривой глинозема (фиг. 3) исчезнет. Анализ этих данных приводит к выводу, что процесс кристаллизации вулканического стекла состоит из двух последовательных стадий - "подготовки" и кристаллизации. В течение первой стадии происходит наращивание концентрации раствора до достижения насыщения или некоторого пересыщения компонентами стекла, обеспечивающее зародышеобразование, за которым следует их бурный рост (стадия кристаллизации).

Анализ фиг. 2 и 3 приводит к выводу, что возникновение промежуточной фазы и ее последующее замещение менее кремнистой фазой определяется низкой скоростью достижения равновесной концентрации кремнезема. Промежуточная фаза фиксирует определенный уровень химического потенциала кремнезема на участках образования зародышей.

По мере связывания кремнезема в растворе и понижения его потенциала в системе, промежуточная фаза превращается в менее

кремнеземистую, которая стабильна или, по крайней мере, более стабильна в новых условиях. С этой точки зрения промежуточные фазы могут возникать при параметрах, соответствующих их полям стабильности, и вовсе не обязательно, чтобы они были метастабильными (т.е. образованиями, возникшими вне области своей термодинамической стабильности), как это часто принято считать. Вместе с тем появление кристобалита в кратковременных опытах при 350°C (Гогишвили и др., 1968) с последующим переходом в кварц полностью связано с метастабильной кристаллизацией. Изложенное легло в основу нового метода получения из кислых вулканических стекол метасиликата натрия (Гогишвили и др., 1972), важного сырья для ряда отраслей народного хозяйства.

Для получения метасиликата натрия особого интереса заслуживают кислые вулканические пеплы, при использовании которых отпадает необходимость в трудоемком измельчении исходного сырья. Кроме того, в отличие от многих методов получения метасиликата натрия, отпадает необходимость и в громоздком автоклавном оборудовании. По этому методу вулканический пепел обрабатывают в 8 н раствором едкой щелочи, соотношение Т:Ж=1:5 при температуре кипения в условиях перемешивания. Через 1,5 часа после начала кипения гидроксил-содалит отделяют от раствора. Из раствора, содержащего в граммах на литр: SiO_2 - 90-100; Al_2O_3 - 0,05-0,1; Fe_2O_3 - 0,05-0,1; Na_2O - 200-280 выделяют метасиликат натрия, который по данным спектрального анализа содержит лишь следы алюминия и железа.

Как показано на фиг. 1, в условиях высокой щелочности метасиликат натрия возникает до 250°C, выше же этой температуры - дисиликат, совместно с анальцимом. Твердая фаза, оставшаяся после отделения метасиликата натрия-гидроксил-содалит, может быть использована для получения глинозема и некоторых форм кремнезема одним из методов, применявшихся при переработке нефелиновых концентратов, нефелиновых сиенитов и мариуполитов. Использование гидроксил-содалита в качестве сырья для получения глинозема и кремнезема благодаря мономинеральности исходного материала открывает перспективы для разработки экономически важного метода синтеза названных продуктов.

Нельзя не заметить, что полевые шпаты и кварц (кристобалит) часто оказываются промежуточными фазами. Это можно приписать индуцирующему влиянию структуры стекла. Видимо этим следует объяснить то, что раскристаллизация кислых вулканических стекол в природных условиях часто завершается возникновением кварцполевошпатового агрегата. Другие минералы возникают, если условия слишком неблагоприятны для образования полевого шпата и кварца или высокая диспергированность стекла облегчает вынос щелочей. Иллюстрацией последнего может служить образование за счет пеплов метагаллуазита. Таким образом, индуцирующее влияние структуры стекла только в сугубо специфических условиях кристаллизации (высокая щелочность раствора, высокая диспергированность

Таблица 3

Условия и результаты опытов по разложению обсидиана в растворах КОН (Т : Ж = 1 : 50)

Нормальность (н) КОН	Т, °С	Коэффициент заполнения автоклава, %	Продолжительность опыта, сутки	Продукты кристаллизации
5	100	-	5	Клс
2		-	15	Лц
1		-	15	Сл
0,4		-	15	Нет
5	200	95	12	Клс
2		95	12	К.флп
1		95	12	К.шп
0,2		95	12	Нет

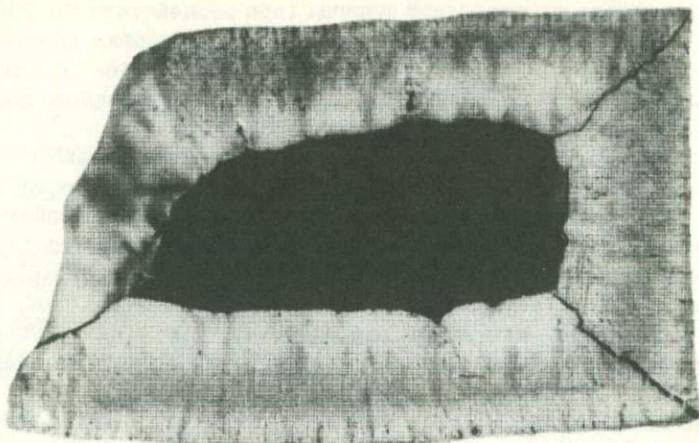
Клс - калсилит, Лц - лейцит, Сл - слабая кристаллизация, К.флп - калиевый филлипсит, К.шп - калиевый полевой шпат

исходного материала и т.д.). В этом случае образование зародышей определяется частотой и величиной флуктуаций, характерных для данных условий.

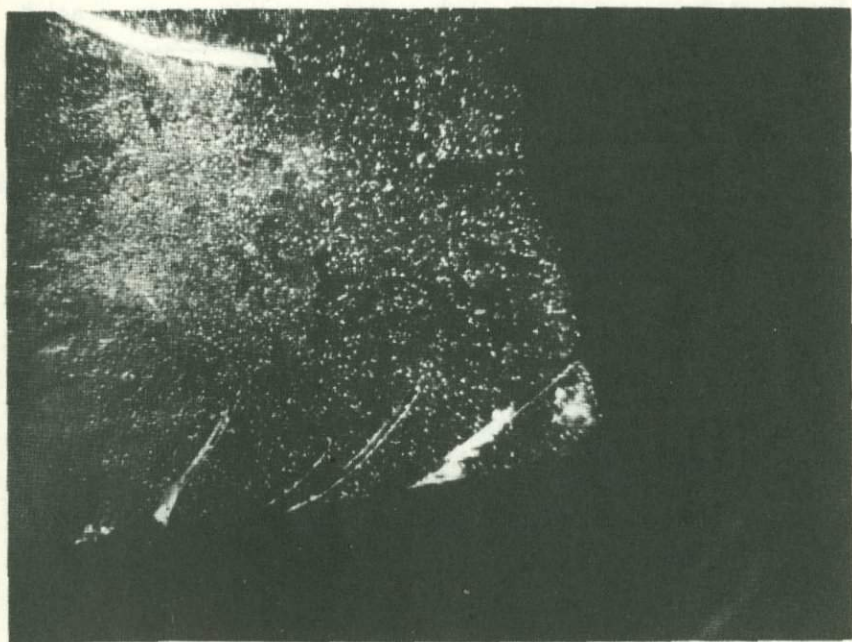
В табл. 3 приведены результаты опытов по разложению вулканического стекла в растворах КОН. В опытах с продолжительностью 15 суток 0,2 и 1 н растворы КОН не дают заметных новообразований. При температуре 200°, соотношении Т:Ж=1:30 и при высоких коэффициентах заполнения происходит полное перерождение стекла. По мере повышения щелочности возникают К-шпат, К-филлипсит, лейцит и β-калиофилит (калсилит).

На фиг. 4 показано частичное замещение калиевым шпатом обсидиана. Под микроскопом устанавливается, что "фронт замещения" не резкий. Кристаллы К-шпата призматического габитуса, до 0,001 мм, расположены перпендикулярно к краям обломка. Две системы диагональных трещин, вероятно, вызваны кристаллизационными напряжениями. Наблюдается также ряд трещинок, параллельных краям куска.

Интересно, что при обработке кусков обсидиана при температуре около 100° высококонцентрированными растворами едкой щелочи, вопреки ожиданиям, разложение бурно протекает не в пределах положительных форм поверхности, а вдоль тончайших трудноулавливаемых трещинок, возникающих при дроблении образца. После суточной обработки трещинки проявляются достаточно четко и за 7-10 суток вдоль них возникают "каналы", часто выполненные вторичными продуктами (фиг. 5). Следует подчеркнуть, что эти



Фиг. 4. Замещение обсидиана калиевым полевым шпатом. В центральной части - неизменный обсидиан. Увел. 5



Фиг. 5. Каналы растворения в куске обсидиана после 7-суточной обработки в растворах NaOH. Увел. 7

"каналы", достигая определенной ширины (при воздействии 8н NaOH около 200 микронов), в процессе дальнейшей обработки практически не расширяются. Следовательно, раствор капилляров обладает особым растворяющим свойством и, как только капиллярные размеры трещин окажутся изменены, эти свойства исчезают.

Нет сомнения, что растворы капилляров более агрессивны, чем растворы из полостей большого объема. Это явление, по всей видимости, надо связать с тем, что жидкая фаза в волосовидных трещинах находится в электрическом поле твердых частиц, что должно привести к повышению степени упорядоченности ее компонентов. Аналогичный эффект характерен для H_2O адсорбционного слоя, в котором наблюдается понижение значений энтропии и диэлектрической постоянной по сравнению с водой вне твердых частиц (Файф и др., 1962).

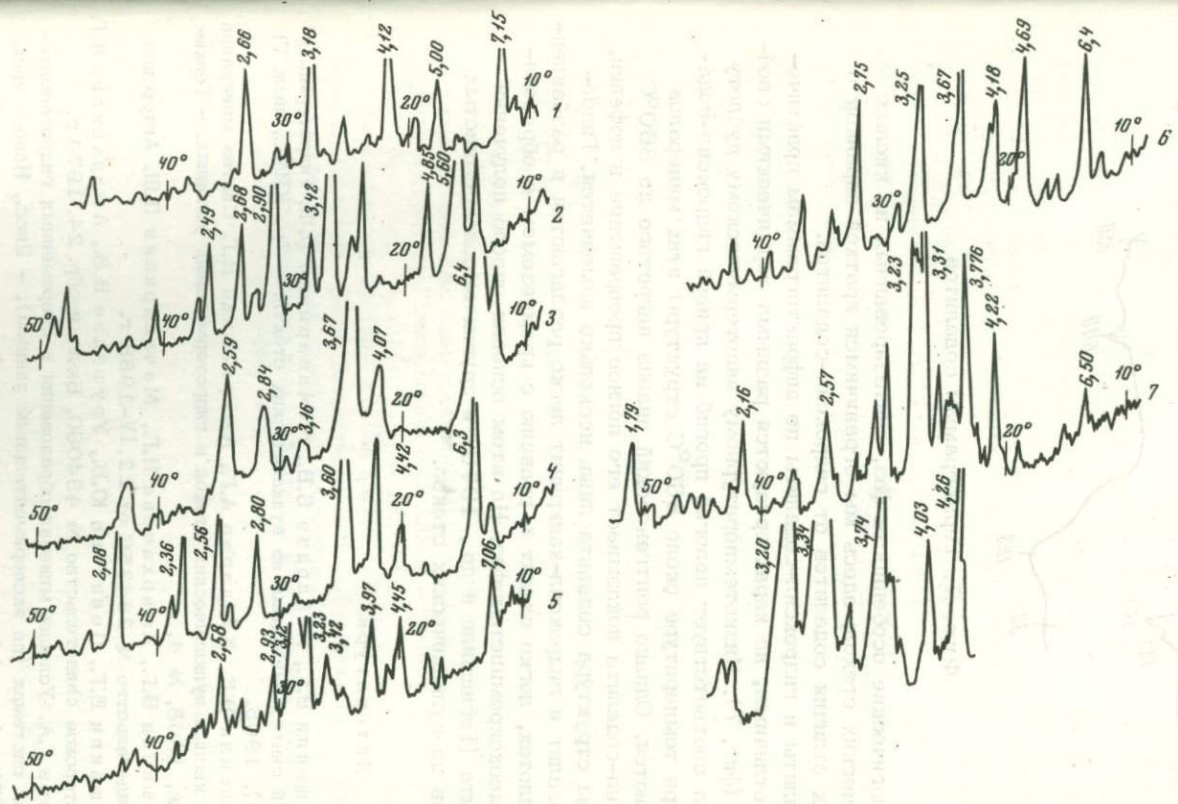
Для большинства минералов, отмеченных на фиг. 1, найдены условия получения мономинеральных или практически мономинеральных агрегатов. В табл. 4, а также на фиг. 6 приведены основные

Таблица 4

Химический состав некоторых синтезированных минералов, в вес.%

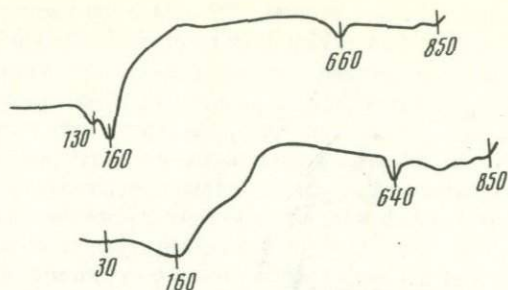
Окислы	Г.-содалит*	Na-гарро-нит	Г.-кан-кринит	Альбит	Анальцит	К-шпат
SiO_2	44,80	50,90	39	65,48	53,68	63,98
Al_2O_3	25,10	19	27,60	17,40	22,22	15,30
Fe_2O_3	1,20	1,31	1,57	1,30	0,30	0,94
FeO	-	-	0,33	-	0,20	-
TiO_2	-	0,05	-	-	-	-
CaO	2,10	1,37	-	-	0,10	1,07
MgO	0,36	0,39	-	-	-	0,50
Na_2O	14,30	7,80	22	10,50	14,06	0,15
K_2O	1,20	2	0,20	2,50	1,51	15
П.п.п.	8,36	8,78	8,28	0,68	6,09	0,40
Влага	2,10	7,40	1,20	1,16	2,07	2
Сумма	99,52	99,06	100,18	99,02	100,23	99,34

* В отличие от гидроксил-содалитов в содалитах (табл. 2) содержится 5,93% Cl (среднее из 12 определений). В условиях, указанных в табл. 2, изоморфизм Cl-OH не установлен.



Фиг. 6. Дифрактограммы некоторых синтезированных фаз

1 - Na-гарронит; 2 - анальцим; 3 - гидроксил-содалит; 4 - содалит; 5 - калиевый филлипсит; 6 - гидроксил-канкринит; 7 - калиевый полевоый шпат; 8 - альбит



Фиг. 7. Термограммы содалитов

минералогические особенности фаз, синтезированных из кислых вулканических стекол; здесь мы ограничимся краткой справкой о способах отличия содалитов от гидроксил-содалитов.

Содалиты и гидроксил-содалиты по дифрактограммам практически не отличимы, но характеризуются разными термическими свойствами (фиг. 7). Низкотемпературному эндотермическому дублету содалита соответствует пологий прогиб на кривой гидроксил-содалита. При температуре около 860°C структуры этих минералов разрушаются. Однако рентгеновский анализ нагретого до 860°C гидроксил-содалита показывает его полное превращение в нефелин, при этом структура содалита лишь несколько изменяется. Гидроксил-содалит и гидроксил-канкринит легко разлагаются в разбавленных кислотах, легко входят в реакцию с кремнеземом с образованием высококремнистых фаз. На этом основан способ получения морденита (Гогишвили и др., 1970) и других высококремнистых цеолитов из вулканических стекол.

Литература

- Гогишвили В.Г., Пайлодзе Б.В., Мачавариани Л.Ш. Гидротермальный синтез анальцима из вулканических стекол. - Тр. КИМС, вып. VI (8), 1965.
- Гогишвили В.Г., Хундадзе А.Г., Амирханова Н.Г. Синтез минералов из кислых вулканических стекол в гидротермальных условиях. - Геохимия, 1968, № 4.
- Гогишвили В.Г., Амирханова Н.Г., Мачавариани П.Ш. Авторское свидетельство № 264356 от 22.IV-1968 г.
- Гогишвили В.Г., Политова Ю.В., Урушадзе В.В., Амирханова Н.Г. Авторское свидетельство № 434060, Бюлл. изобр. 24, 1974 г.
- Карпов Г.А. Условия минералообразования в современных гидротермальных системах (по экспериментальным данным). - Дисс., Новосибирск, 1970.
- Козырин Н.А. Экспериментальное изучение изменения кислых горных пород в воднощелочных растворах. - Диссерт., МГУ, 1970.
- Наседкин В.В., Наседкина В.Х. Сравнительная характеристика образцов природного и синтетического морденитов. - В сб.: "Водные вулка-

- нические стекла и поствулканические минералы". Изд-во "Наука", 1967.
- Наседкин В.В., Козырин Н.А. Гидротермальное изменение обсидиана в условиях повышенной щелочности растворов (по данным эксперимента). - Изв. вузов, серия геол. и разв., 1969, № 4.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз.ССР, Тбилиси, 1958.
- Файф У., Тернер В., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Хитаров Н.И., Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Э., Шиббаева Н.П. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов. - Геохимия, 1970, № 6.
- Хундадзе А.Г. Экспериментальные данные по гидротермальной цеолитизации вулканогенных пород. - Дисс., М., 1971.
- Цицишвили Г.В., Крупеникова А.Ю., Геджадзе Ц.А., Андроникашвили Т.Г. О некоторых особенностях кристаллизации обсидиана и туфогенного риолита. - Изв. АН СССР, Неорг. материалы, 1965, т. 1, № 2.
- Цицишвили Г.В., Крупеникова А.Ю., Андроникашвили Т.Г., Геджадзе Ц.А. Образование цеолитов типа филлипсита при кристаллизации природных алюмосиликатов. - Изв. АН СССР, Неорг. материалы, т. II, 5, № 7, 1966.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.M. The zeolite facies; with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. - Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 17, N 1/2, 1959.
- Ellis A.J. Mordenite synthesis in a natural hydrothermal solution. - Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 19, N 2, 1960.
- Hawkins D.B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rocks alteration and clay mineral formation. - Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 27, N 10, 1963.
- Sersale R. Investigation of zeolitization of volcanic glasses by hydrothermal treatment. VIII. Zeolitization of artificial trachyandesitic obsidian. IX. Zeolitization of artificial leucophonolitic obsidians. - Rend. Acad. Sci. Fis. Mat. (Soc. Nazl. Sci. Napoli) (4), v. 28, N 100, 1961. (Chem. Abstr., v. 62, 15870 g (VIII), 15871a (IX), 1965).
- Sudo T., Matsuoka M. Artificial crystallization of volcanic glass to sodalite and a zeolite structure. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 17, N 1/2, 1959.
- Wyart J. Cristallisation par voie hydrothermale d'un verre naturel et origine du granite. - Sci. Terre, 177-188, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
<i>В.В. Наседкин, В.П. Петров.</i> Пемза и шлак. Генезис, свойства и промышленное использование	5
<i>К.Г. Ширинян.</i> Закономерности формирования и размещения месторождений вулканических шлаков и пемз на территории Армении	12
<i>Е.Ф. Малеев.</i> Генетические типы пемзы и шлаков (на приме— Камчатки)	24
<i>С.Г. Карапетян.</i> Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР	38
<i>Е.Ф. Малеев.</i> Месторождения пемз Курильского озера	55
<i>Н.В. Ослянников.</i> Характеристика геологических и физико—химических особенностей вулканических шлаков Дальнего Востока	61
<i>С.Г. Грешнер.</i> Пемзы и вулканические шлаки в палеозойских образованиях Восточного склона Урала	68
<i>А.Т. Михайлян.</i> Характеристика обсидианов и перлитов некоторых месторождений Армянской ССР, используемых в качестве сырья для керамической промышленности	86
<i>В.В. Матиас, В.В. Наседкин, Н.В. Петрова, Н.И. Борисова, Н.С. Михайлова.</i> О характере воды и гидроксила в кислых водосодержащих стеклах Восточной Сибири	96
<i>Э.А. Тонкова, В.В. Наседкин, Б.П. Беликов, В.А. Буздин.</i> Изменение скоростей распространения упругих волн в кислых природных стеклах под влиянием гидростатического давления до 10 кбар	105
<i>Г.М. Далимов, У.Т. Туранов, М.З. Закиров.</i> Типы кислых пород вулканических формаций Узбекистана и перспективы их использования	115
<i>В.С. Васильев.</i> Вспучивающиеся эффузивы Копьевского купола	120
<i>В.И. Копорулин.</i> Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов Северо—Востока СССР	122
<i>Н.В. Еремеев, В.В. Еремеев.</i> Цеолиты и сопутствующие минералы в щелочных породах северо—западных отрогов Таласского Алатау	139
<i>В.Г. Гогишвили, А.Г. Хундадзе, Ю.В. Политова, В.В. Урушадзе.</i> Гидротермальное разложение кислых вулканических стекол и некоторые вопросы их промышленного использования	165

УДК 553.6.531.535

Пемза и шлак. Генезис, свойства и промышленное использование. Наседкин В.В., Петров В.П. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Месторождения вулканогенных пород делятся на эксплозивные и эффузивно-экструзивные. Среди эксплозивных выделяются месторождения кальдер взрыва и кратерных эксплозий. Показана приуроченность шлаковых конусов к системе радиальных и концентрических разломов. Пемза и шлак широко используются в промышленности для получения конструктивных и теплоизоляционных бетонов. Библ. 5 назв. Илл. 3.

УДК 553.6.531.535

Закономерности формирования и размещения месторождений вулканических шлаков и пемз на территории Армении. Ширинян К.Г. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

В зависимости от особенностей вулканизма территория Армении разделена на две зоны: восточную и западную. Для восточной характерны шлаки андезито-базальтового и базальтового состава, для западной - только андезито-базальтового. Месторождения пемзы делятся на три генетических типа: эксплозивные аккумулятивные конусы, агломератовые потоки и продукты постэруптивного изменения лавового потока. Наиболее крупные месторождения пемзы находятся в западной Армении.

УДК 553.6.531.535

Генетические типы пемз и шлаков (на примере Камчатки). Малеев Е.Ф. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Месторождения пемзы разделены на 8 генетических типов: литоидный, поствулканического вспучивания кислого стекла, автохтонный, пирокластический поток, грязевой поток, коллювиальный, пролювиальный, аллювиальный, озерный. Месторождения шлака делятся на шлаковые конусы, горизонты шлака и отложения агломератовых пирокластических потоков. Библ. 14 назв. Табл. 1. Илл. 5.

УДК 553.6.531.535

Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР. Карапетян С.Г. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Месторождения литоидных пемз делятся на два генетических типа: эффузивный и экструзивный. Для эффузивного типа характерны перлит-пемзовые агломератовые потоки. Литоидные пемзы экструзивного типа формируются в верхней апикальной части экструзивных куполов. При движении вниз по вертикали пористость пород уменьшается и наконец пористые разновидности превращаются в массивную породу. Литоидные пемзы могут использоваться как естественные, так и искусственные пористые заполнители. Библ. 18 назв. Табл. 4. Илл. 5.

УДК 553.6.531.535

Месторождения пемз Курильского озера, Малеев Е.Ф. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Описывается уникальное по запасам и качеству сырья месторождение пемзы южной части Камчатского полуострова. Мощность залежей пемзы достигает 50 м. Пемза имеет липаритовый состав, содержит небольшое количество вкрапленников и может быть использована как в строительстве, так и абразивной промышленности. Библ. 6 наим. Табл. 3.

УДК 553.6.531.535

Характеристика геологических и физико-механических особенностей вулканических шлаков Дальнего Востока, Овсянников Н.В. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Месторождения вулканического шлака подразделяются на два генетических типа: эффузивный (шлаковые потоки), эксплозивный (шлаковые конусы и покровы). Наибольшее промышленное значение имеет эксплозивный тип шлаковых месторождений, представленный шлаковыми конусами. Шлаковые конусы располагаются у подножья или в районе крупных стратовулканов в виде единичных аппаратов или групп. В последнем случае они локализируются вдоль линейных разломов. Табл. 2.

УДК 553.6.531.535

Пемзы и вулканические шлаки в палеозойских образованиях Восточного склона Урала, Грешнер С.Г. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

В древних вулканогенных толщах Восточного склона Урала описываются игнимбриты и вулканические шлаки. Рассматриваемые районы приурочены к рудным полям колчеданных месторождений и имеют большое значение для понимания генезиса этих сложных и промышленно важных образований. Библ. 16. Табл. 2. Илл. 4.

УДК 553.6.531.535

Характеристика обсидианов и перлитов некоторых месторождений Армянской ССР, используемых в качестве сырья для керамической промышленности.

Микаелян А.Т. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Обсидианы залегают в районе вулкана Гядис (северо-западная Армения) и Артени (западная Армения) в верхних частях вулканических потоков. Обычно они ассоциируют с перлитами и липаритами. В результате экспериментов установлено, что обсидианы могут с успехом использоваться в качестве однокомпонентной керамической связки. Библ. 3 назв. Табл. 4.

УДК 553.6.531.535

О характере воды и гидроксила в кислых водосодержащих стеклах Восточной Сибири, Матиас В.В., Наседкин В.В., Петрова Н.В., Борисова Н.И., Михайлова Н.С. - "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Для изучения перлита с высоким содержанием воды применены различные методы: ЯМР, термический и инфракрасной спектроскопии. Установлено,

что в стекле присутствует вода и гидроксил. Содержание воды не превышает 90% от общего количества летучей фазы, остальное приходится на гидроксил. Выделение гидроксила происходит при нагревании до 800–900°. При этих температурах стекло кристаллизуется с образованием кристобалита. Библ. 11 назв. Табл. 1. Илл. 3.

УДК 553.6.535.552.125

Изменение скоростей распространения упругих волн в природных стеклах под влиянием гидростатического давления до 10 кбар. Гонкова Э.А., Наседкин В.В., Беликов Б.П., Буздин В.А. – "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

В работе рассматриваются три разновидности обсидиана. Для определения скоростей упругих волн применена установка высокого давления УВД-20. Для измерения скоростей использовалась одна из модификаций импульсного метода – метод наложения отраженных импульсов. Опыты показали, что данные о скоростях упругих волн можно использовать для выделения стекловатых разновидностей при проведении геолого-разведочных работ. Библ. 8 назв. Табл. 5. Илл. 3.

УДК 553.6.531.535

Типы кислых пород вулканических формаций Узбекистана и перспективы их использования. Далимов Г.М., Туранов У.Т., Закиров М.З. – "Продукты вулканизма как полезные ископаемые". Изд-во "Наука", 1975.

Среди кислых вулканических пород палеозоя и мезозоя выделяются вулканокластические разновидности, которые могут быть использованы для получения кампорита, пористого заполнителя типа аглопорита. Наиболее крупные запасы кампоритового сырья находятся на месторождении Каракия в Ташкентской обл. Илл. 1.

УДК 553.6.531.535

Вспучивающиеся эффузивы Копьевского купола. Васильев В.С. – "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

На восточных склонах Кузнецкого Алатау обнаружены гидротермально измененные порфириты миндалекаменной структуры. Миндалины выполнены агрегатом бесцветных волокон пренита. Вспучиванию подвергаются обломки фракции 7–10 мм. Температура вспучивания 1300°. Объемный вес вспученного материала 715–850 кг/м³. Геологические запасы этих пород составляют 200–500 тыс. т. Библ. 1 назв. Илл. 1.

УДК 553.6.531.535

Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов северо-востока СССР. Копорулин В.Н. – "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Описываются туфогенные породы мезокайнозойского возраста побережья Пенжинской губы, Авековского и Аркагалинского месторождений каменного угля. В туфогенных породах этого района вулканическое стекло присутствует в виде неизмененных частиц или замещено монтмориллонитом, смешанно-слоистыми минералами и цеолитами. Основной аспект изучения – выяснение причин превращения стекла в одних случаях в монтмориллонит, в других – в цеолиты. Библ. 17 назв. Табл. 1. Илл. 8.

УДК 553.6.53 1.535

Цеолиты и сопутствующие минералы в щелочных породах северо-западных отрогов Таласского Ала-Тау. Еремеев Н.В., Еремеев В.В. В сб.: "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Цеолитовые породы связаны с вулканическими комплексами Машатской впадины и интрузивными телами Ири-Су и Каинды. Цеолиты выполняют пустоты, образуют прожилки, а также встречаются в качестве первичных минералов в основной массе гипабиссальных пород. Приводится описание анальцима, натролита, томсонита, десмина, ломонтита, шабазита и сколецита. Цеолиты присутствуют как в виде мономинеральных обособлений и агрегатов, так и в парагенезисе с кальцитом, пренитом, баритом и арагонитом. Библ. 30 назв. Табл. 8. Илл. 4.

УДК 553.6.53 1.535

Гидротермальное разложение кислых вулканических стекол и некоторые вопросы их промышленного использования. Гогишвили В.Г., Хундадзе А.Г., Политова Ю.В., Урушадзе В.В. В сб.: "Продукты вулканизма как полезное ископаемое". Изд-во "Наука", 1975.

Исследован процесс разложения вулканического стекла в гидротермальных условиях. Показаны поля устойчивости гидроканкринита, содалита, анальцима и других минералов. Библ. 21 назв. Табл. 4. Илл. 7.

1 р. 18 к.

1549