



Ю.В. Уткин

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ
ОБЛОМОЧНЫЕ
ПОРОДЫ**

Министерство образования и науки Российской Федерации
Томский государственный университет

Ю.В. Уткин

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ
(систематика, строение, генетические типы)

Учебное пособие

Издание второе

Томск 2017

УДК 551.21:552(031)

Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы). Учебное пособие. Издание второе. Томск: Томский государственный университет, 2017. 142 с.

В учебном пособии приведена современная классификация вулканогенных обломочных пород, дано описание ювенильного пирокластического материала. В соответствии с предложенной классификацией охарактеризованы основные разновидности вулканокластических пород. Генетические типы вулканогенных обломочных пород рассмотрены для различных зон наземных вулканических построек на примере классических вулканов Камчатки. Приведены общие требования исследования обломочных вулканитов и примеры их описания.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Рецензент докт. геол.–минерал. наук, профессор Кучеренко И.В.,
Томский политехнический университет

Рекомендована к печати учебно-методической комиссией геолого-географического факультета Томского государственного университета.

На обложке вулкан Карымский, извержение 1996 года
(фото Я. Муравьева)

ISBN 978-5-89702-431-5

© Ю.В.Уткин, ТГУ, 2017

ПРЕДИСЛОВИЕ

К вулканогенным обломочным породам отнесены горные породы, имеющие обломочную структуру и состоящие из вулканического или вулканического и осадочного материала различного происхождения. Занимая промежуточное положение между магматическими и осадочными породами, они долгое время не выделялись в самостоятельную группу. Вместе с тем, эти породы, отличаясь своеобразием генезиса, состава, структур и текстур, образуют большой и сложный класс, который вполне законно рассматривается современными исследователями как самостоятельный, наряду с изверженными, осадочными и метаморфическими горными породами.

Изучение вулканокластических и вулканогенно-осадочных горных пород имеет большое значение для восстановления истории развития земной коры и особенно вулканизма. Вулканокластические продукты составляют основную массу всех вулканических образований и в условиях земной поверхности служат главным первоисточником вещества горных пород земной коры, что определяет их особую роль в процессе литогенеза. Это обусловлено тем, что рыхлые вулканокластические продукты, состоящие преимущественно из неустойчивых компонентов (вулканического стекла, обломков витрофировых эффузивов), особенно интенсивно подвергаются процессам сноса, переотложения, разложения. С этого, по сути, начинается эволюция вулканических продуктов и превращение их в осадочные и метаморфические породы.

Генезис вулканогенных обломочных пород специфичен. В одних случаях они формируются, хотя и в условиях дневной поверхности, но под влиянием эндогенных факторов (игнимбриты, агглютинаты, кластолавы). В других – их образование зависит от экзогенных факторов, хотя сам пирокластический материал имеет эндогенную природу (туфы, туффиты, тефроиды).

Условия литогенеза вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород резко отличаются от литогенеза осадочных пород.

Их разнообразие определяется составом ювенильного вулканического материала, способом транспортировки (направленные взрывы, пирокластические потоки, лахары), скоростью обработки и сортировки пирокластики, типом и количеством примесей к ювенильному материалу, своеобразием фациальных условий формирования вулканогенных толщ, ускоренной литификацией и метаморфизмом вулканических пород. Все это позволило Н.М. Страхову (1960) выделить самостоятельный аazonальный (аклиматический) эффузивно-осадочный тип литогенеза.

В связи с этим, петрографические задачи при изучении вулканокластических пород имеют специфические особенности. В частности, наряду с определением источника материала, условий транспортировки, седиментации и диагенеза, требуется установление типа вулканизма, центра и типа извержения, состава магматического расплава.

Исследования российских (советских) и зарубежных геологов современных вулканических формаций позволили проследить закономерности формирования различных генетических типов вулканитов. В частности, значительный объем информации был получен при детальных многолетних наблюдениях за ходом извержений вулканов Безымянного (1955-1963 гг.), Шивелуча (1944-1950 гг., 1964 г.) и недавнего уникального Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975-1976 гг., что нашло отражение в учебном пособии. Кроме этого, автором учтены основные публикации по вулканогенным образованиям в отечественной и зарубежной литературе.

1. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Одна из важных характеристик любого извержения – это его тип. Знание типа извержения для каждого конкретного вулкана позволяет прогнозировать динамику извержения, предопределяет организацию и методы его изучения.

Генетические типы вулканокластических горных пород, их структура и петрографический состав во многом зависят от типов извержений (табл. 1). Ниже дана краткая характеристика наиболее распространенных типов извержений. Существующие классификации типов извержений основаны, главным образом, на сравнении внешних проявлений эксплозивной и эффузивной деятельности с характерными извержениями ряда наиболее известных вулканов, по названию которых и выделены типы активности (рис. 1).

Гавайский тип извержения характеризуется низким (10, редко 15) эксплозивным индексом и представляет спокойное излияние жидкой базальтовой лавы, сопровождаемое слабыми взрывами. Базальтовые лавовые потоки с характерными волнистыми, канатными (пахоэхоэ-лавы) и мелкоглыбовыми (аа-лавы) поверхностями, переслаиваясь с небольшим количеством пирокластического материала, залегают под углом 2-3°, редко 5°. Пирокластический материал обычно выбрасывается в жидком состоянии, образуя фигурные бомбы (шаровые, эллипсоидальные, грушевидные, дисковые, ленточные, цилиндрические, шлаковые). Характерно образование шлаков, которые в прикратерной части спекаются в агглютинаты. Наиболее тонкий материал, образующийся при взрывах, представляет собой каплевидные («слезы Пеле») и волосовидные («волосы Пеле») обломки. Возможно выбрасывание кристаллов (кристаллолапиллей) в виде отпрепарированных индивидов размером до 3-5 см в поперечнике. Температура лавы 1200–1100°C, коэффициент вязкости 103–104 пуаз.

Данный тип характерен для щитовых вулканов Гавайских островов. Описан для вулканов Ньирагонго (Африка), Плоский Толбачик (Камчатка), Южный прорыв БТТИ (Камчатка).

Типы извержений и основные разновидности

Тип извержения	Эксплозивный индекс (Е, %)	Состав вулканитов	Характеристика лав. Температура, °С Кэфф. вязкости, пуаз
Гавайский	10, редко 15	Базальты	Жидкие. Т – 1200-1100°. $\eta - 10^3-10^4$
Стромболианский	30-50, иногда 100	Базальты, андезибазальты	Жидкие, полупластичные. Т – 1150-1050°. $\eta - 10^4-10^5$
Вулканский	60-80 и более	Андезиты, дациты (реже андезибазальты и риолиты)	Вязкие. Лавовые потоки редки. Т – 1050-950. $\eta - 10^5-10^6$
Плинианский (везувианский)	90 и более	Риолиты, дациты. Редко андезиты и базальты	Лавовые излияния очень редки. Т ~1050
Пелейский	100	Андезиты, дациты, риолиты	Лавы не характерны
Катмайский	100	Риолиты, дациты, андезиты	Лавы не характерны
Фреатический	100	Различен	Лавы отсутствуют

Таблица 1

вулканокластических пород

Характеристика пирокластического материала		Типы вулканокластических пород	
ювенильный	резур- гентный чуждый (кол-во)	лавокла- стические	пирокластические
Фигурные бомбы, шлаки. Каплевидные («слезы Пеле»), волосовидные («волосы Пеле») витрокласты, иногда идиоморфные кристаллокласты (кристаллолапилли)	Не характерен	Мелкоглыбовые лавокластиты	Агглютинаты. Туфы различной размерности, различных структур. Туфы комекластические и кристаллокластические
Фигурные бомбы, лапилли, шлаки угловатой формы	Незначительный	Глыбовые лавокластиты	Туфы различной размерности. Преобладают псефитовые. Ксенотуфы (редко)
Форма обломков угловатая, бомбы типа «хлебной корки»	Более 10%	Глыбовые лавокластиты	Туфы различной размерности. Преобладают пепловые витрокластические, пемзокластические. Ксенотуфы
Пемзовидные литокласты, угловатые кристаллокласты, рогульчатые витрокласты	Много	–	Туфы пепловые кристалловитрокластические, пемзокластические. Ксенотуфы
Угловатые, остроугольчатые обломки различной размерности с преобладанием пепловых. Материал раскален до 400-600°C	Много, иногда очень много	–	Туфы пепловые. Ксенотуфы, эруптивные брекчии
Раскаленный (600-800°C), газонасыщенный материал (пирокластические потоки), пористые литокласты, идиоморфные кристаллокласты, остроугольчатые витрокласты	10-20%	Туфолавы (кластолавы)	Игнимбриты. Ксеноигнимбриты. Туфы агломератовые
–	75-100%	–	Эруптивные брекчии

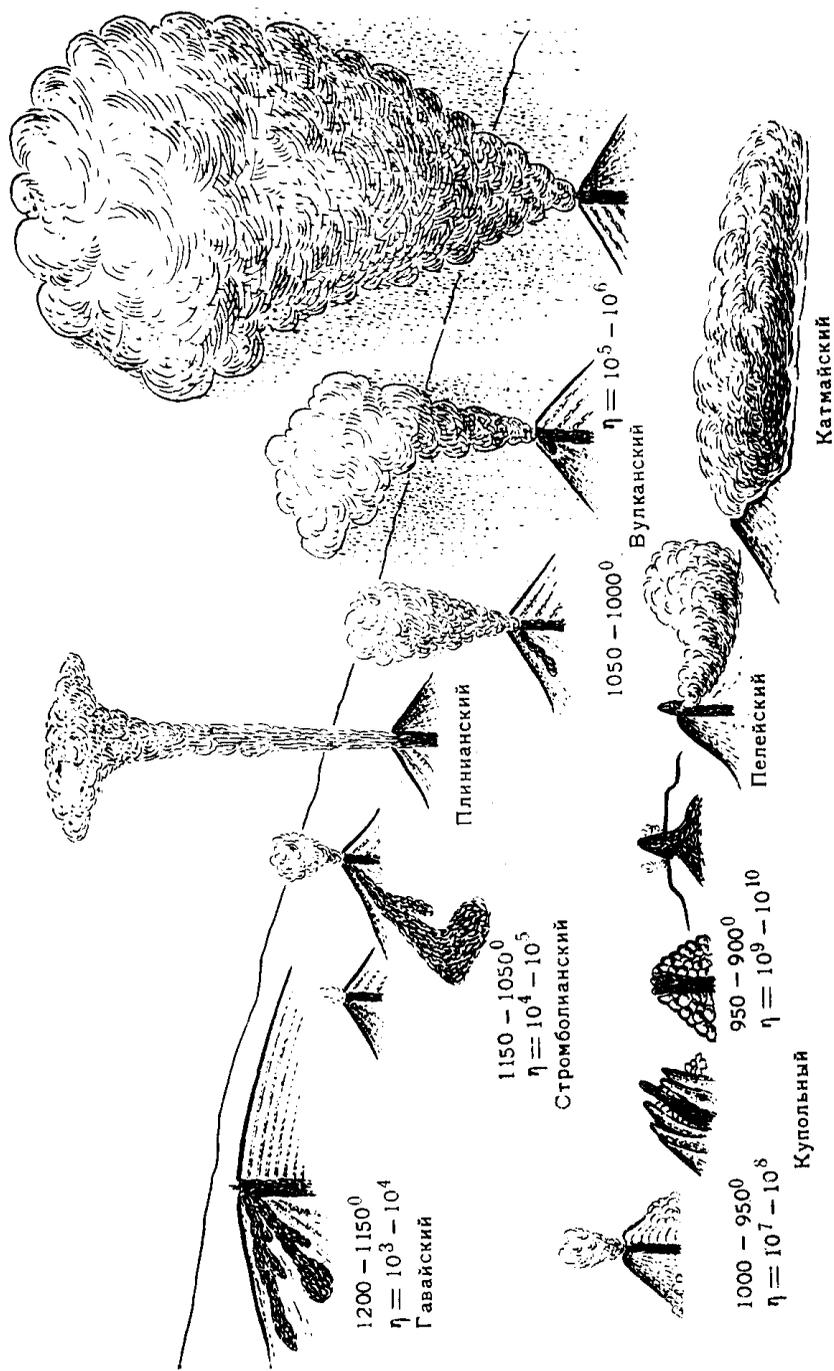


Рис.1. Типы извержений (Влодавек, 1973 г.)

Стромболианский тип извержения наиболее распространен при извержениях вулканов, дающих продукты основного состава. Для этого типа характерны выбросы раскаленного светящегося материала и излияние более вязких лавовых потоков, чем при гавайском извержении. Эксплозивный индекс 30-50, иногда до 100. Состав вулканических продуктов базальтовый и андезибазальтовый. Вязкость лавы может колебаться от жидкой до полупластичной, что обуславливает большое разнообразие эксплозивного материала: фигурные бомбы (шарообразные, эллипсоидальные, лепешкообразные), лапилли, шлаки угловатой формы.

Размер пирокластики колеблется в широких пределах: от крупных глыб до пепловых частичек, но чаще преобладает крупнообломочный (2-10 мм) материал. Совместно с ювенильным материалом выбрасывается резургентный и чуждый, представленный соответственно обломками постройки и фундамента вулкана. Температура лавы 1150–1050°C, коэффициент вязкости 10^4 – 10^5 пуаз.

Прототип извержения описан на вулкане Стромболи (Средиземное море). Стромболианский тип отмечался при извержении Ключевского вулкана (Камчатка) Северного прорыва БТТИ (Камчатка) (рис. 2; приложение, фото 3), вулканов Алаид и Тятя (Курильские острова).

Вулканский тип извержения широко распространен и обычно сочетается со стромболианским. Состав вулканических продуктов андезитовый и дацитовый, реже андезибазальтовый и риолитовый. При этом типе извержений выбрасывается нагретый, но не пластичный, эксплозивный материал различной крупности; лавовые потоки редки. Эксплозивный индекс 60-80 и более. Лавовые потоки обычно короткие с глыбовой поверхностью. Глыбы значительно крупнее, чем в базальтовых и андезибазальтовых потоках стромболианских извержений. Характерны своеобразные вулканические бомбы – типа «хлебной корки», имеющие гладкую, сильно трещиноватую, поверхность. Форма обломков угловатая, размерность их от пылевой (0,01 мм) до глыб диаметром в 1 м и более, но преобладают пепловые (менее 2,0 мм) частицы, которые чаще всего представлены угловатыми (остроугольными) фрагментами вулканического стекла. Шлаки, как правило, отсутствуют. Примесь чуждого и резургентного материала более 10%.

Пепловый материал при вулcano-стромболианских взрывах поднимается на высоту до первых километров и в зависимости от силы и направления ветра покрывает значительные площади вблизи вулкана.

Наиболее мелкий материал (10-15%), главным образом витрокластический, относится за пределы вулканической постройки и входит в

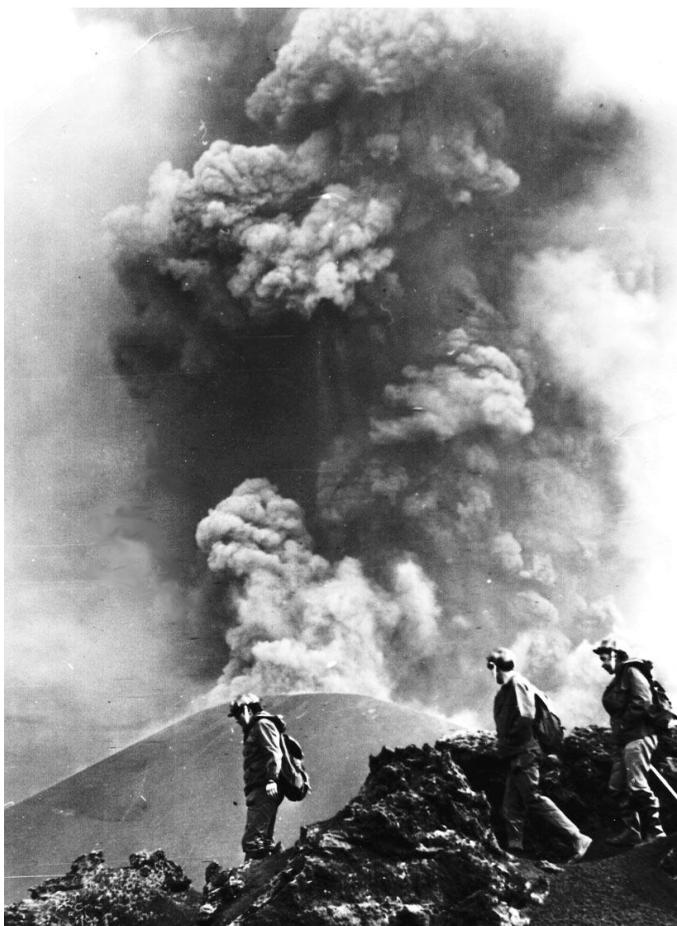


Рис. 2. Стромболианский тип извержения на Северном прорыве БТТИ (первый шлаковый конус, июль 1975 г.)

состав почвенно-пирокластических чехлов и вулкано-терригенных отложений. Для пеплов вулканских извержений не характерна пористая, каплеобразная, оплавленная форма обломков. Так для фрагментов пеплов Карымского вулкана извержений 1966, 1979 гг. отмечалась форма близкая к изометричной с угловатыми выступами кристаллов, но резко угловатых форм не наблюдалось. По данным Е.Ф. Малеева (1982) минеральный состав пеплов изменяется по мере увеличения размерности частиц. В крупных фракциях количество кристаллов со-

ставляет 10-15 %, а в мелких – 40-45 %, что вероятно, объясняется отделением вулканического стекла и выносом его на отдельные участки.



Рис. 3. Вулканический тип извержения Карымского вулкана.

В пеплах около 10% резургентных и ретрокластических обломков. Последние после слабых взрывов опять попадали в кратер и, подвергаясь неоднократным разогревам, приобретали красный цвет. Температура лавы 1050–950°С, коэффициент вязкости 10^5 – 10^6 пуаз. Прототип описан на острове Вулькано в группе Липарских островов. Вулканический тип извержения характерен для камчатских вулканов – Авачинского, Карымского (рис. 3), широко проявлялся в сочетании со стромболианским – на Северном прорыве БТТИ (Камчатка).

Плинианский тип извержения характеризуется большим количеством эксплозивного материала и почти полным отсутствием лав. Эксплозивный индекс 90 и более. Для данного типа характерна сильная газонасыщенность магмы, что проявляется в значительном дроблении вулканических продуктов и выбросу их на большую высоту.

Взрывы обычно вертикальные, а поэтому формы залегания пирокластики и степень ее дифференциации зависят от направления и силы взрыва. Ювенильный материал часто пемзовый, кристаллокласты обычно раздроблены, витрокласты имеют рогульчатую форму. Вместе с ювенильным материалом выносятся до 25 % чуждого материала представленного обломками пород основания вулкана.

Плинианский тип извержения более характерен для вулканов, извергающих продукты кислого состава (но могут быть андезитовые и базальтовые) и поэтому пользовался большим распространением в предыдущие эпохи, когда мощно проявлялся кислый вулканизм. В пределах Курило-Камчатской дуги плинианский тип наблюдался при извержении вулкана Ксудач в 1907 г.

Название типу дано по фамилии древне-римского ученого Плиния Младшего, описавшего извержение Везувия в 79 г.н.э. Температура свежего пирокластического материала у Везувия предположительно была 1050°C (Влодавец, 1984). Иногда описывается как *везувианский тип* извержения (Рудич, 1978; Влодавец, 1984).

Пелейский тип извержения характеризуется направленными взрывами, в результате которых образуются палящие тучи, состоящие из подвижной взвеси газов, тонкораздробленного вулканического материала и имеющие характерную форму кочана цветной капусты (тучи пелейские) (рис. 4). Температура палящей тучи 400-600°C. Палящая туча, выброшенная из вулкана Мон-Пеле (1902 г.) имела температуру около 800° С, а по наблюдениям Лякруа температура спекающегося облака у выхода из бокки была около 1100°C и 210–230°C на удалении в 6 км от кратера (Влодавец, 1984). Индекс эксплозивности 100. Пирокластический материал преимущественно ювенильный, с примесью чуждого и резургентного, образовавшегося вследствие разрушения вулканической постройки. Состав пирокластического материала – андезитовый, дацитовый, риолитовый. Форма обломков угловатая и остроугольная, размер их от крупных глыб до пыли с преобладанием пепловых частиц. В результате извержений пелейского типа происходит быстрое (в течение нескольких минут) осаждение пирокластического материала на площади от нескольких десятков до тысячи километров, сопровождающееся воздушной сепарацией: вблизи вулканической постройки накапливаются литокласты и кристаллокласты, а в удалении – витрокласты. Мощность отложений пирокластического материала измеряется сантиметрами и реже первыми десятками сантиметров, что отмечалось во время извержений андезитовых вулканов Безымянного в 1956 г. и Шивелуча в 1964 г.

Направленные взрывы образуются вследствие периодических прорывов газов, накапливающихся в канале вулкана под пробкой вязкой лавы, застывшей в жерле вулкана. Характерно выжимание пробки над куполом в виде монолитного обелиска. На вулкане Мон-Пеле такой обелиск имеет высоту 375 м и диаметр 100 м. Образование обелисков характерно для вулканов с очень вязкой, практически не текущей лавой, с коэффициентом вязкости 10^8-10^{10} пуаз. Вулканогенные грубо-обломочные породы здесь специфичны и образуются, в основном, за счет разрушения купола или в процессе движения экструзии. В.И.Влодавец (1973) выделяет для таких вулканов *купольный тип* извержения.

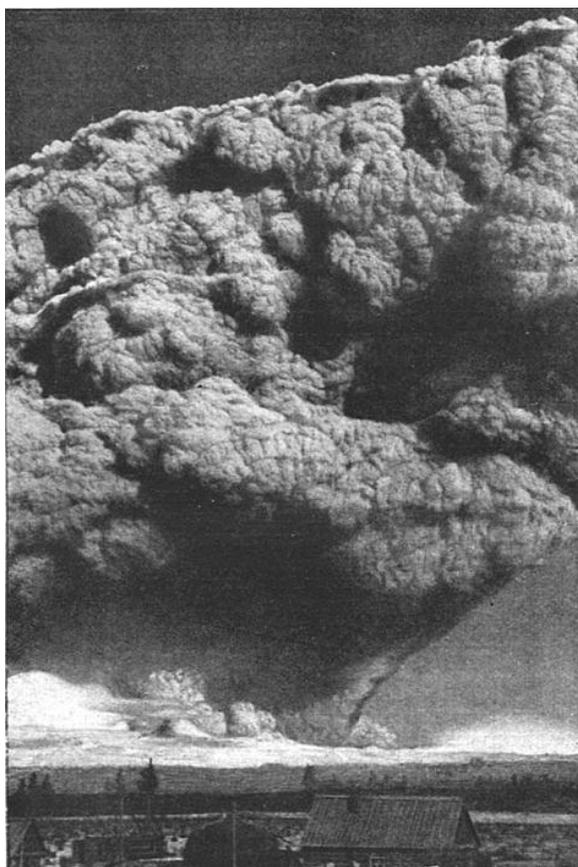


Рис. 4. Пелейский тип извержения вулкана Безымянного (1956 г.). Палящая туча имеет характерную форму цветной капусты (туча пелейская).

Катмайский тип извержения характеризуется образованием раскаленных ($600-800^{\circ}\text{C}$) и газонасыщенных пирокластических потоков ювенильного материала, длиной до 10-30 км, выполняющих пониженные части рельефа. Главная особенность этого типа извержения заключается в расположении эпицентра взрыва на значительной глубине. Это приводит к тому, что газы не в состоянии раздробить и выбросить мощную колонну ювенильного материала в атмосферу и поднимают его только к кромке кратера, где он, будучи сильно газонасыщенным, изливается подобно жидкому потоку (Малеев, 1982). В то же время Ритман (Rittmann, 1963) объясняет механизм образования пирокластических игнимбритовых потоков за счет близкого расположения к дневной поверхности взрывного уровня вязких магм (см. гл. 4). Пирокластические потоки делятся на игнимбритовые, пемзовые, пепловые, агломератовые. В начальную стадию катмайского извержения возможно частичное разрушение вулканической постройки (вулкан Безымянный, 1956 г., Шивелуч, 1964 г.) (рис. 4а, б).

Пирокластический материал представлен пористыми глыбами со скругленными, за счет скалывания, углами (напоминают валуны), часто хорошо отпрепарированными кристаллами и угловатыми остроугольными частичками вулканического стекла. Скалывание углов и граней кристаллов происходит по мере движения пирокластических потоков. Чуждый материал присутствует в количестве 10-20 % и представлен обломками пород предыдущих извержений.

Классическим для данного типа является извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. На Камчатке подобные извержения наблюдались для вулканов Авачинский, Безымянный, Шивелуч. Хотя механизм извержения Безымянного вулкана (1956 г.) был тот же, что и на вулкане Катмай, но вулканические продукты у них оказались разными. Это связано с тем, что начальная температура пирокластики вулкана Катмай была высокой, что привело к спеканию пепла и образованию игнимбритов. На Безымянном этого не произошло, т.к. температура газо-пепловой тучи была более низкой, что позволяет выделять для этого собственный **безымянный тип** извержения (Малеев, 1977).

Фреатический (бандайсанский, ультравулканский) тип извержения дает только взрывной материал в холодном и, редко, горячем состоянии. Характерно большое количество обломков пород фундамента вулкана (75-100 %) при отсутствии ювенильного материала. Фреатические извержения могут частично разрушать вулканическую постройку, что приводит к накоплению в пониженных частях рельефа огромных масс грубообломочного материала прикратерных фаций.

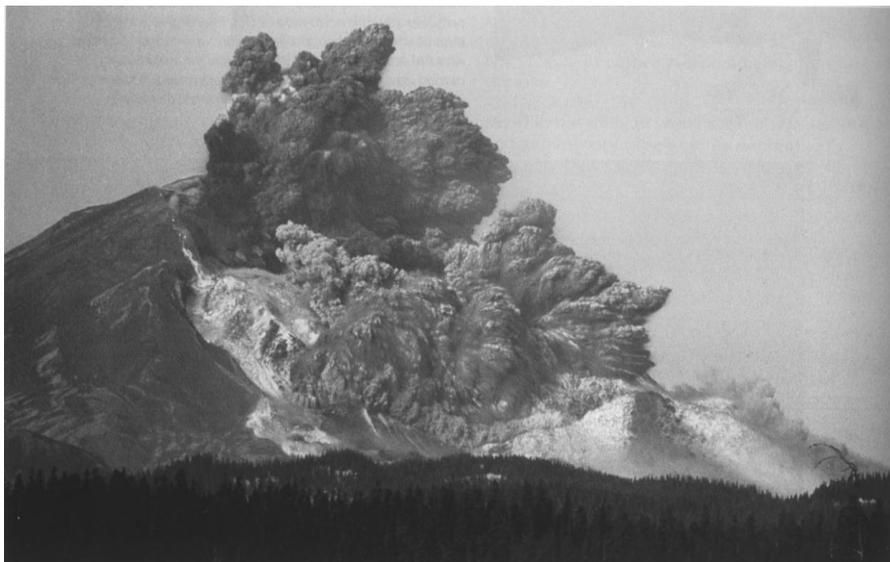


Рис. 4а. Катмайский тип извержения. Направленный взрыв вулкана Святой Елены, 18 мая 1980 г. (Каскадные горы, США)



Рис. 4б. Разрушенная вулканическая постройка вулкана Безымянного в ходе катмайского извержения 1956 г.

Обычно это сложные смеси обломков лав и туфов с разноориентированной слоистостью. Индекс эксплозивности 100. Обломки пород выбрасываются паром вследствие соприкосновения перегретых (термальных) вод с грунтовыми или при опускании лавы в канале вулкана ниже уровня грунтовых вод.

Особенность фреатических извержений заключается в быстром (в течении нескольких десятков секунд) наборе мощности, которая обычно не снижается до конца извержения. Известный французский вулканолог Гарун Тазиев наблюдал в 1976 г. подобное явление от начала до конца (более 30 минут) на вулкане Суфриер (остров Гваделупа), тринадцать извержений которого были фреатическими. Наиболее известным примером данного типа является извержение вулкана Бандай-Сан (Япония, 1888 г.).

Фреатические взрывы возможны также при внедрении лавовых потоков в ледники, покрывающие склоны стратовулканов. Так в июле 1993 г. в ходе извержения Ключевского вулкана внедрение лавового потока в ледник Эрмана сопровождалось серией мощных фреатических взрывов, которые достигали высоты 2-3 км (Федотов и др., 1995).

Приведенная классификация обладает наглядностью, но применима, главным образом, к простым извержениям. Сложные же извержения могут характеризоваться одновременно несколькими типами активности. При этом они настолько переплетаются между собой, что разбить извержения на отрезки с определенным типом активности бывает трудно. Так уникальное Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке (1975-1976 гг.) характеризовалось проявлением элементов почти всех типов активности: вулканского, стромболианского, пелейского, плинианского и гавайского.

2. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

При извержении вулканов на земную поверхность выбрасываются твердые частицы, газы, изливаются лавы, высачиваются гидротермы, количество и соотношение между которыми различно для каждого конкретного случая и оценивается лишь приблизительно. О массе твердых продуктов вулканических извержений можно судить по цифрам, приведенным В.А. Апродовым (1982). На Суматре при формировании кальдеры Тоба выброшено около 2000 км^3 кислых пирокластов. В Андах объем кайнозойских вулканитов достигает 450 тысяч км^3 , в Северной Америке – 600 тысяч км^3 , на Армянском вулканическом нагорье – 40 тысяч км^3 . Вероятная масса твердых продуктов, ежегодно поступающих на поверхность Земли, составляет по Н.М. Страхову (1971) $2,6 \times 10^9$ т, по Е.К. Мархинину (1967) – 35×10^9 т.

Все твердые вулканические продукты представляют собой либо лавы потоков и куполов, либо обломочный пирокластический материал, количественное соотношение между которыми и разнообразие зависит от механизма извержения, определяемого в свою очередь, вязкостью и газонасыщенностью лавы (табл. 2).

Вулканокластические образования подразделяются на две группы:

1. Продукты вулканических взрывов (эксплозий), среди которых преобладает собственно ювенильный материал (пирокластический, пирокластический) и в переменных количествах может присутствовать обломочный материал разрушения вулканических построек (резксплозивный, резургентный).

2. Обломки разрушения лавовых потоков и куполов во время извержения – лавокластитовый материал.

2.1. Ювенильный материал

Для образования вулканокластических пород первостепенное значение представляют ювенильные продукты вулканических взрывов – бомбы, шлаки, пемзы, пеплы.

Вулканические бомбы. Так называют характерные грубообломочные образования, имеющие специфическую форму и поверхность, образовавшиеся в процессе полета и падения обрывков еще не застывшей пластичной лавы. Это определение принято на основании решений терминологических комиссий как российских, так и зарубежных, хотя часто термин «вулканическая бомба» подразумевает два понятия:

Таблица 2

Типы вулканических продуктов (Мархинин, 1980)

Характер лавы	Характер извержения	Главные продукты вулканической деятельности	Характерные второстепенные продукты
Вязкая лава, богатая летучими компонентами	Сильные взрывы, серии взрывов вертикальных или наклонных	1. Пеплы и пемзы, распространяющиеся на огромных площадях 2. Отложения пирокластических потоков 3. Отложения палящих туч	Отложения грязевых потоков
Вязкая лава, обедненная летучими компонентами	Выжимание экзотриузных куполов, сопровождаемое средней силы взрывами и скатыванием раскаленных лавин	Лавы куполов, крупнообломочная лава мантии куполов	Отложения небольших пирокластических и грязевых потоков, пеплы, распространяющиеся на ограниченных площадях
Лавы средней вязкости	Средней силы взрывы и излияния потоков с глыбовой поверхностью	Шлаки конусов, лавы потоков с глыбовой поверхностью	Пеплы, бомбы типа «хлебной корки» и веретеновидные
Лавы низкой вязкости	Слабые взрывы, излияния потоков с волнистой, канатной и другого типа сглаженными поверхностями	Лавы потоков со сглаженными поверхностями, шлаки	Пеплы, бомбы самых разнообразных скульптурных форм, микробомбы, «волосы Пеле»

1) все крупные обрывки и обломки лавы, выброшенные из кратера, независимо от их формы и структуры;

2) только скульптурные образования, возникшие вследствие воздействия энергии взрыва на остывающие куски лавы (шаровые, веретенообразные, грушевидные и др.).

В отечественных классификациях размеры вулканических бомб укладываются в интервале 50-200 мм. Более крупные образования называют глыбами или *мегабомбами* (Малеев, 1980). В зарубежных классификациях верхние пределы вулканических бомб не ограничены, а нижний равен 64 мм.

Значительное разнообразие и специфичность форм характерны для бомб, образующихся при взрывах относительно жидкой лавы, в то время как для лав средней вязкости чаще встречаются вулканические бомбы шаровой, угловатой формы. Морфология вулканических бомб зависит не только от вязкости лавы, но и от режима эксплозивной деятельности. Так различная динамика эксплозий на Северных конусах БТТИ обусловила значительное разнообразие типов и размеров вулканических бомб (табл. 3).

В ходе этого извержения была описана новая разновидность вулканических бомб, названная *бомбами обволакивания* (Слободской, 1977), которые представляют собой обломки вулканогенных или осадочных пород фундамента и цоколя вулкана, покрытые оболочкой из налипших капелек базальтовой лавы. Для бомб обволакивания характерна эллипсоидальная, близкая к шаровой форма, не зависящая от формы заключенного внутри ядра – ксенолита, что объясняется налипанием частичек базальта на вращающееся ядро, взвешенное в потоке газа. Аналогичный способ образования предложен Г.Н. Ковалевым (1977) для *аккреционных* вулканических бомб, что позволяет считать эти два термина синонимами.

Не менее разнообразны вулканические бомбы описанные для Южного прорыва данного извержения. Здесь отмечалось преобладание бомб полужидких, расплескивающихся, шлаковых, округлых, концентрически-слоистых. Реже встречались цилиндрические и ленточные бомбы и, очень редко, удлинённые тела вращения, полые бомбы (лавовые пузыри диаметром 10-20 см).

Дополнительными факторами, определяющими облик вулканических бомб являются: газонасыщенность лавы, характер полета (вращение, кувыркание), скорость вращения, степень пластичности бомбы в момент удара о землю, предварительное выжимание пластичной лавы сквозь трещины. В справочнике по вулканологии (Влодавец, 1984) описывается около 50 разновидностей вулканических бомб.

Для *шлаковых* бомб, образующихся из очень жидкой лавы при расширении заключенного в ней газа, характерна крупнопористая текстура и зональное строение, выраженное в большей пористости центральных частей по сравнению с периферией. Форма таких бомб нео-

Таблица 3

Основные типы вулканических бомб Северного прорыва БТИ
(составил В.Н.Андреев, Большое ..., 1984)

Типы бомб	Режим эксплозивной деятельности, для которого характерен тип бомб	Характерный размер, м	Средний разлет, м	Средняя высота подъема, км
Лепешкообразные, «типа хлебной корки», гладкие, волнистые, шлаковидные	Все режимы	0,2-2,0	0,2-0,5	0,5-0,7
Веретенообразные, миндалевидные	Все режимы, но чаще всего непрерывное истечение из кратера каменного материала	0,2-0,5	1,5	1,5
Каплевидные, грушевидные	Локализация жерл в первичной фонтанирующей трещине и начало спада эксплозивной активности	0,1-0,3	До 1,0	0,4-0,7
Ленточные, цилиндрические	Первые мощные выбросы после пауз или ослабления активности	До 0,5	0,5	0,1-0,5
Пластинчатые	Взрывы с мощным пеплообразованием	До 0,2	3-4	3-4
Бомбы обволакивания с включениями	Прерывистый режим деятельности – чередование резких мощных взрывов, продувок и пауз	0,1-0,3	1,5	1,5
Сферические	Мощное струйное истечение раскаленного материала из кратера, сильные «кинжальные» взрывы	0,3-0,4	До 2,5	2,6
Скорлуповатые шары	Отчетливо веерообразные взрывы, например, в последние дни извержения Второго конуса	До 3 м	В пределах конуса	0,1

пределенная, на поверхности нет корочки закаливания. В бомбах *веретенообразной* формы нижняя поверхность гладкая, трещиноватая, а верхняя – шероховатая, пенистая. Образуются они в результате быстрого вращения во время полета куска маловязкой лавы (рис. 5). Тонкие концы больших веретенообразных бомб очень часто изогнуты. К бомбам вращения относятся также *сфероидальные (шарообразные), каплевидные (слезообразные), грушевидные*.

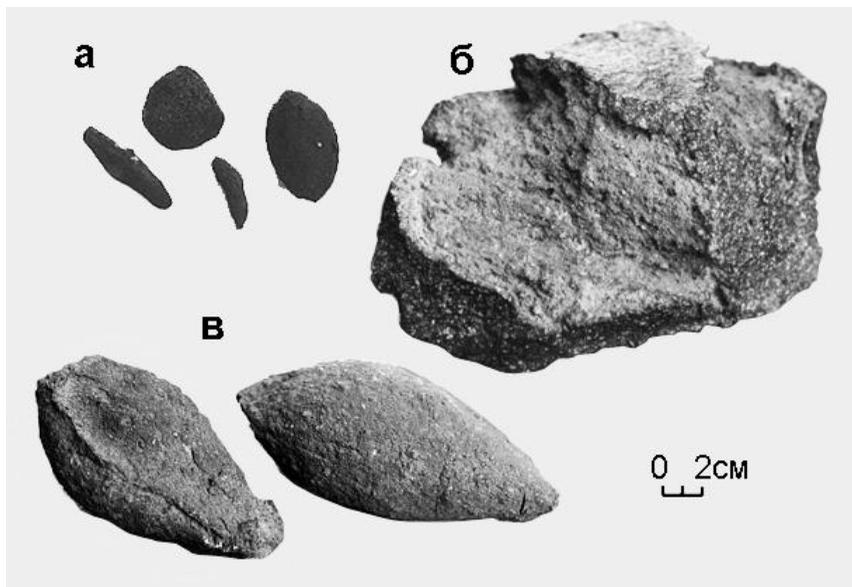


Рис. 5. Пирокластический материал:
а – лапилли веретенообразные и линзовидные; б – бомба типа «хлебной корки»; в – бомбы веретенообразные.

Многие вулканические бомбы, образующиеся из жидких маловязких лав, находятся еще в полужидком состоянии при падении на землю и поэтому деформируются от удара. Так веретенообразные бомбы слегка расплющиваются и приобретают *миндалевидную* форму. Шарообразные комки жидкой лавы, ударяясь принимают плоскую округлую форму, характерную для *лепешкообразных (галетообразных), блинных, расплескивающихся* вулканических бомб.

Пластинчатые бомбы являются застывшими кусками пленки лавовых пузырей, образующихся на поверхности расплава при спокойном выделении газов. Во время полета они могут значительно изгибаться, вплоть до сворачивания в трубочки. *Ленточные (лентооб-*

разные) бомбы имеют форму ленты с бороздками, образуются при выжимании лавы сквозь узкую трещину (рис. 6). Будучи пластичной, такая выжатая и затем выброшенная вулканическим взрывом лавовая лента, в полете может свернуться в трубку, образуя *цилиндрическую* бомбу. Очень стремительное выдавливание из трещинок может придать бомбе *винтообразную* форму.

Более простую форму имеют бомбы *типа «хлебной корки»*, возникающие из вязкой лавы. Обычно они сфероидальные или угловатые с характерной сетью широко открытых трещин на быстро отвердевшей корке. На Карымском вулкане (Камчатка) подобные бомбы имеют гладкую поверхность с глубокими трещинами, вскрывающими их внутреннюю часть (см. рис. 5). Поверхность трещин шероховатая, т.к. разрывы происходят по контактам стекла и кристаллов, которыми насыщены породы; чем глубже трещины, тем шероховатее их поверхности. Иногда же это только прямые царапины, создающие сетку разной густоты, что характерно для *трещиноватых* вулканических бомб (рис. 6). Глубина и ширина трещин, видимо, определяется различной газонасыщенностью и температурой расплава (Малеев, 1982).

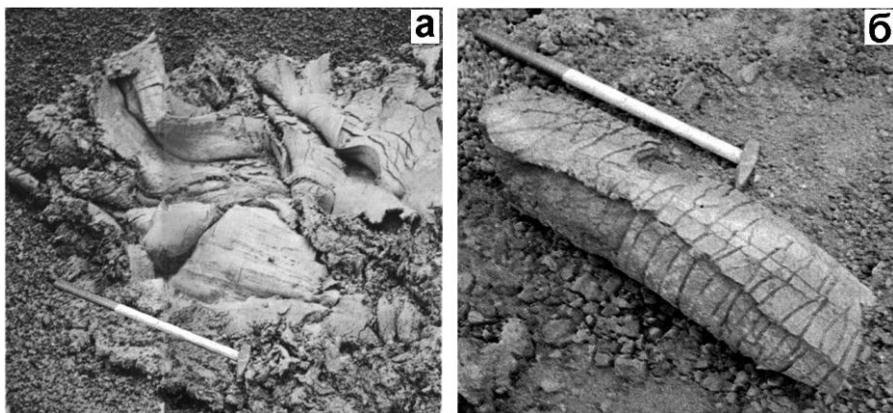


Рис. 6. Мегабомбы: а – ленточная, б – трещиноватая

Бомбоиды впервые описаны Е.Ф.Малеевым (1977) в отложениях агломератовых пирокластических потоков авачинского типа с пластичным грубообломочным материалом. При извержении вулкана Авачинского (1928, 1938 гг.) пирокластический поток состоял в основном из комков пластичной лавы размером 0,2-1,0 м, которые по

мере извержения округлялись, приобретая шарообразную форму, сходную с вулканическими бомбами.

Поверхность бомбоидов неровная, комковатая, часто с вплавленными обломками наполнителя. Они имеют мелкопористую или плотную корку закалки толщиной 0,5-1,0 см и обладают зональным строением за счет увеличения количества пор и их размеров от периферии к центру. Объемная плотность бомбоидов изменяется от 0,7 г/см³ до 1,5 г/см³. Выделение бомбоидов в самостоятельный тип вулканических продуктов обосновывается тем, что их облик формируется из фрагментов лавы не в воздухе или при падении на землю, как у типичных вулканических бомб, а в процессе движения пирокластического потока.

Лапилли (от итальянского слова *камешек*). Пирокластический материал, с размером обломков 2-50 мм фигурный и бесформенный, называют лапиллями, подразделяя их на крупные (10-50 мм) и мелкие (2-10 мм) (см. рис. 5). Крупные лапилли часто фигурные, их форма также как и у вулканических бомб зависит от основности лавы: базальтовые дают, в основном, шаровые, веретенообразные, линзовидные лапилли, андезитовые – комковатые. Из очень жидких базальтовых лав образуются **слезовидные** лапилли (*«слезы Пеле»*). Они имеют темно-бурый до черного цвет и почти полностью состоят из вулканического стекла. Часто лапилли представляют собой обломки старых лав и шлаков.

При базальтовых извержениях стромболианского и гавайского типов в составе пирокластического материала встречаются хорошо отпрепарированные кристаллы с первичными кристаллографическими гранями. Одиночные плоские пластинки плагиоклаза и их сростки размером до 3-4 см, называемые **кристаллолапиллями (плагиоклазовыми лапиллями)**, наблюдались во время базальтового извержения Южного прорыва БТТИ и характерны для тефры вулкана Плоский Толбачик (Камчатка). На Везувии встречаются кристаллолапилли лейцита и авгита, на Эребусе – анортклаза.

По наблюдениям И.Т. Кирсанова, Г.П. Пономарева (1974), в районе кратера Плоского Толбачика в 1966 г. плагиоклазовые лапилли составляли 1 % от изверженного материала, а в 1970 г. на их долю приходилось 3 %. Они состояли из 5 пластинок плагиоклаза (лабрадора), сростшихся под углами, близкими к 90, 60 и 45° (рис. 7). Пластинки плагиоклаза, толщиной 2-4 мм, образованы таблицами плагиоклаза до 1 мм толщиной, иногда сцементированными прозрачным и светло-бурым вулканическим стеклом и обычно покрытыми тончайшей

пленкой этого же стекла. Кристаллолапилли с большим количеством пластин имеют округлую форму, напоминая грецкие орехи. Лапилли плагиоклаза БТТИ (извержение 1976 г.) в общей массе отличались меньшим количеством пластин. Иногда они состояли только из двух пластин толщиной около 1 мм или 2 мм, меньшая из которых, слабо-развитая, обычно ориентирована перпендикулярно крупной и расположена посередине.

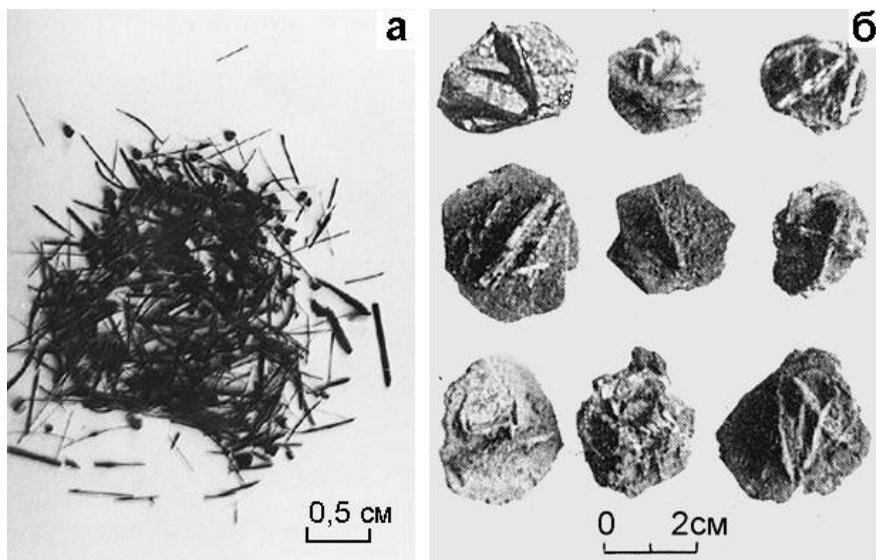


Рис. 7. Пирокластический материал вулкана Плоский Толбачик: а – «волосы Пеле», б – плагиоклазовые лапилли.

Вулканические шлаки. Это куски сильно пористой (пузыристой) стекловатой лавы основного и среднего состава, размеры которых варьируют от 1-2 до нескольких десятков сантиметров. Поры неправильной вытянутой шаровой формы, стенки пор микропористые. Плотность 0,5-1,2 г/см³. Образуются из очень жидкой магмы, из которой легко удаляются газы. Шлаки являются легкими и хрупкими вулканическими продуктами, легко транспортируются временными и постоянными водными потоками и довольно быстро разрушаются. Особенно легки и хрупки стекловатые шлаки с волокнистой текстурой. В ходе эксплозивной деятельности Южного прорыва БТТИ в январе-апреле 1976 г. периодически происходили выбросы легчайшей стек-

ловатой пены, которая покрывала большие площади с подветренной стороны конуса.

Генетически со шлаками связаны специфические и очень редкие вулканические образования, называемые «*волосы Пеле*» (рис. 7). Есть версия, что они возникают при фонтанировании жидкой лавы основного состава. Наблюдения на вулкане Плоский Толбачик (Камчатка) показали, что «волосы Пеле» образуются вследствие вытягивания кусков шлака при разрыве их газами (Мархинин, 1964).

Впервые «волосы Пеле» были описаны при извержениях гавайских вулканов. Извержения Плоского Толбачика часто давали такого же типа образования, когда в кратере находилась жидкая лава. Наибольшее количество «волос Пеле» наблюдалось здесь в 1970 г. (Кирсанов, Пономарев, 1974). Эти образования вместе с более мелким материалом в виде базальтовой ваты покрывали сплошным чехлом, мощностью до 0,3 м, южный сектор вершины Плоского Толбачика на расстоянии 200-250 м от кратера. Отдельные нити «волос Пеле» встречались на склонах вулкана на расстоянии 1,5-2,0 км. Каждая нить в поперечном разрезе обладает трещиноватостью и расчленяется на более тонкие нити многоугольного сечения. На концах их наблюдаются утолщения до 3 мм в поперечнике.

Вулканические пемзы представляют собой стекловатые обломки лав кислого состава размером от долей сантиметра до метра в поперечнике с пузыристой и порово-волокнистой текстурой. Форма пор шаровая, эллипсоидальная, сотообразная. Пемзы отличаются от шлаков составом и большей легкостью, они не тонут в воде и переносятся речными и морскими течениями на значительные расстояния. Так же как и шлаки, легко разрушаются.

Вулканические пеплы образуют основную массу всех вулканических продуктов, их мельчайшие частицы разносятся на огромные расстояния и быстро превращаются в компоненты осадочных пород. Вулканическое стекло пеплов бывает как основного, так и кислого состава, но подавляющее число пеплов являются средними – андезитовыми.

Образование ювенильного пепла происходит вследствие разрыва газами еще жидкой лавы. Газовые пузырьки в магме образуются когда давление растворенных в ней газовых компонентов начинает превышать внешнее давление. Если таких пузырьков немного, то они будут всплывать к поверхности, что приведет к кипению лавы. При образовании большого количества пузырьков, они будут расширяться быстрее, чем всплывать, и в какой-то момент начнут соединяться. Когда

соединение пузырьков станет всеобщим, лава окажется разорванной на мелкие обрывки жидкости или вулканического стекла, находившиеся между пузырьками. Если давление в пузырьках в этот момент будет достаточно велико, то произойдет взрыв и выброс из кратера шлако-пепло-газовой тучи, структура которой приведена на рисунке 8.

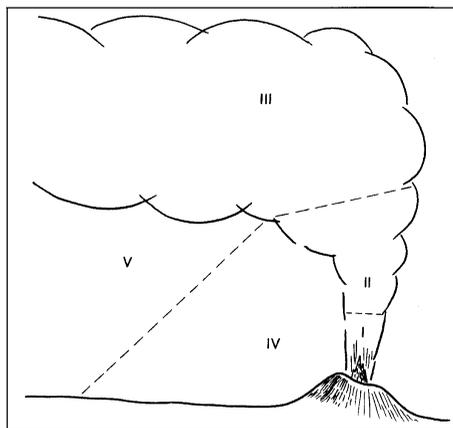


Рис. 8. Структура пепловой тучи вулкана Толбачик (по О.П. Руленко и П.И. Токареву, 1978):

I – область ламинарного течения пепло-газовых струй; II – область разрушения ламинарного течения; III – область преимущественного горизонтального движения пепло-газовой тучи; IV – область выпадения из тучи крупной фракции вулканического материала (бомбы, лапилли, шлак); V – область выпадения мелкой фракции (пепел).

Форма обломков вулканического стекла пеплов зависит от вязкости магмы. Так на Большом трещинном Толбачинском извержении частички пепла эксплозий Северного прорыва имели шлаковидную, комковатую, остроугольную, иногда оплавленную форму, характерную для пеплов образующихся из магм повышенной вязкости. Морфология частичек пеплов маловязкой магмы Южного прорыва отличалась удлинённой формой в виде палочек, крючков, стрел.

Е.Ф.Малеевым (1982) отмечается различная форма пепловых частичек для извержений разного типа. Пепловый материал гавайских извержений обычно двух видов: бесформенный и фигурный. Бесформенный пепел представляет собой обломочки округлой, угловатой или остроугольной формы или фрагменты образовавшиеся из расплывленной жидкой лавы, округлившиеся в полете. По мере уменьшения размеров обломков возрастает их угловатость. Фигурный пепел также различен. Он может быть в виде иголок, гантелей, булав, капель и нитевидных фрагментов.

Пепловая пирокластика извержений стромболианского типа базальтового или андезибазальтового состава при размерности менее 0,25 мм обычно угловатая и остроугольная, а при размерности более

0,25 мм приобретает округлость. Подобные округлые фрагменты имеют размеры до 2 мм.

Пепловый ювенильный материал вулканских извержений резко отличается от стромболианского, т.к. при дроблении кратерных пробок выбрасывается угловатый материал с дроблением кристаллов. Пеплы этих извержений не содержат пористых каплеобразных, оплавленных обломков, а имеют форму близкую к изометричной с угловатыми выступами. Минеральный состав пеплов по мере увеличения частиц изменяется. В крупных фракциях количество кристаллов составляет 10-15 %, а в мелких 40-50 %, что объясняется отделением вулканического стекла и выносом его на отдельные, более удаленные, участки. В пеплах около 10 % резургентных и ретрокластических обломков. Природа последних объясняется тем, что после слабых взрывов пеплы опять падали в кратер и, подвергаясь неоднократным разогревам, приобрели красный цвет.

Пепловый град (пепловые шарики, пизолиты) представляет собой шарообразные, эллипсоидальные образования размером 2-15 мм реже до 30 мм и более, состоящие из пеплового материала. Строение шариков всегда зональное, независимо от типа извержения, состава и возраста пепловых отложений. Центральная часть их сложена более крупными неотсортированными частицами (обычно алевропелитовыми), а периферия – тонким пелитовым материалом, что позволило высказать предположение о формировании шариков в две фазы (Moore, Resck, 1962). В первую фазу образуется ядро при прохождении дождевых капель через пепловую тучу или вследствие концентрации воды, содержащейся в газовой-пепловом облаке. Внешняя оболочка нарастает за счет самого тонкого пепла во время падения шариков в пределах тучи.

Образование пеплового града наблюдалось также при вторичных паровых взрывах, возникавших на поверхности пирокластического потока вулкана Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965), когда при взаимодействии грунтовой воды и горячего пирокластического материала выбрасывались на высоту до 500 м пепловые облака, из которых затем сыпались пепловые пизолиты.

2.2. Лавокластитовый материал

В процессе излияния лавовых потоков или становления экструзий наряду с литоидной лавой образуется обломочный материал, который

впоследствии в значительных количествах перемещается и входит в состав вулканокластических или вулканогенно-осадочных пород.

По крупности лавокластитового материала лавовые потоки разделяются на три группы: *лавы-аа* с размером глыб преимущественно 10-30 см в поперечнике, *лавы ключевского типа* – с глыбами 0,3-1,0 м и *санторинского типа* – с глыбами 0,5-3,0 м и более (рис. 9). Кроме того образуется плоскоглыбовый лавокластитовый материал (Малеев, 1980).



Рис. 9. Мелкоглыбовый лавокластит лавового потока Южного прорыва БТТИ (Большое ..., 1984).

Механизм образования лавокластитового материала рассматривался во многих работах (Пийп, 1956; Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Малеев, 1975а; Макдональд, 1975). Для жидких лавовых потоков характерна твердая корка толщиной 5-15 см, которая при движении лавы взламывается и часто образует плоскоглыбовые торосы. Более вязкие лавы имеют шлаковую корку толщиной 10-20 см, которая дробится на глыбы изометричной формы. В лавах средней вязкости и вязких лавах на поверхности и у подошвы лавовых потоков образуются вертикаль-

ные трещины, рассекающие поток на глубину 0,5-1,5 м и более. При движении такого потока появляются горизонтальные трещины, что способствует отделению глыб.

Обломочный материал лавовых потоков растаскивается временными водными потоками и довольно быстро подвергается обработке.

2.3. Жидкие и газовые продукты

Жидкие и газовые продукты, поступающие на дневную поверхность в ходе эффузивного, эксплозивного, а также гидротермального вулканизма обычно составляют по массе не более 2-3 % твердых продуктов вулканической деятельности. К примеру, на БТТИ за сутки выносилось на поверхность земли 138,7 млн. м³ газа и 3,46 млн. м³ твердых продуктов, а за весь период извержения было вынесено соответственно 72,28 км³ (или 0,06x10⁹ т) газа и 1,805 км³ лавы (или 2,72x10⁹ т) и пирокластики. По расчетам Е.К. Мархинина (1967) на Курильской островной дуге с позднего мела доньше в ходе вулканической деятельности вынесено водяных паров и других газов 4x10¹⁴ т, что сопоставимо с массой воды, выброшенной за это время на дневную поверхность. Горячие источники ежегодно выносят здесь более 250 тыс.т серной кислоты, около 13 тыс.т железа. На Аляске фумаролы Долины Десяти Тысяч Дымов ежегодно выбрасывают в воздух более 1 миллиона тонн HCl и около 20 тысяч тонн HF.

Газовые компоненты почти полностью обезличиваются, рассеиваясь в атмосфере или растворяясь в поверхностных водах, за исключением серы, осаждающейся в местах выходов фумарол (приложение, фото 4, 5). Жидкие продукты, представляющие растворы соединений различных металлов, в том числе железа, марганца, кремнезема, сульфатов, мышьяковых и других веществ, могут давать концентрированные осадки, но также, большей частью, рассеиваются и обезличиваются в гидросфере, входя в состав чисто осадочных отложений.

3. СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

3.1. Характеристика составных частей

Для состава вулканогенных обломочных пород характерно наличие лавокластитового, пирокластического и нормально-осадочного материала. Ниже приведено описание составных частей, входящих в состав пирокластики и обладающих специфическими чертами, свойственными только для этого класса горных пород. Умение отличать взрыво-обломочный (пирокластический) материал от осадочного очень важно, так как на их количественном соотношении основана современная классификация вулканогенных обломочных пород.

Во время извержения вулканов, в результате их взрывной деятельности происходит выбрасывание обломков вулканического стекла (витрокластов), обломков или хорошо отпрепарированных кристаллов (кристаллокластов) и обломков пород (литокластов).

Вулканическое стекло может встречаться в виде мелких осколков самой различной формы, обломков шлаков, пемзы или в виде связующего материала, впоследствии играющего роль гидрокимического цемента. К **витрокластам** следует относить только оскольчатый материал, образовавшийся из распыленной лавы, с величиной частичек менее 2,0 мм, так как более крупные псевдитовые обломки пемзы, шлака или стекла, в которых заметны текстурные признаки, нужно рассматривать как обломки эффузивных пород – литокласты. В зависимости от степени разрыва газами жидкой лавы витрокластический материал приобретает разнообразную форму. Псаммитовые обломки имеют наиболее сложные очертания, образуя изогнутые волокна, рогатки, рогульки, треугольники с вогнутыми краями или осколки с остатками стенок газовых пузырьков (рис. 10). Такая форма образуется при взрыве пузырьков газа в лаве, стенками которых и являлись обломки стекла. По мере дальнейшего дробления сложные обломки распадаются на более простые составные части острореберной формы, свойственной для алевритового материала и угловатой – для пелитового.

Форма обломков витрокластов зависит также от состава продуктов извержения. Базальтовые вулканы обычно дают фигурные осколки вулканического стекла – угловатые с вогнутыми краями, зазубренные,

в виде шариков, булав, гантелей («слезы Пеле»), нитеобразных скоплений («волосы Пеле»).

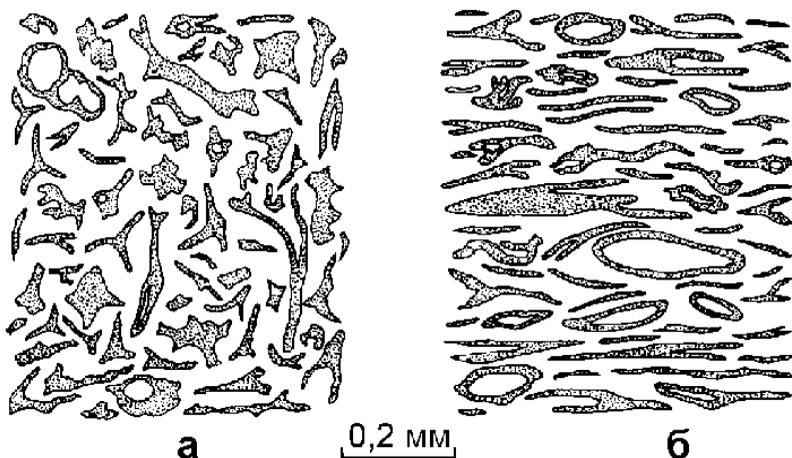


Рис. 10. Обломки вулканического стекла рогульчатой, черепковидной формы: а – недеформированные, б – деформированные и уплощенные (Петтиджон Ф. и др., 1976).

Андезитовые вулканы поставляют бесформенный витрокластический материал, а пеплы с рогульками вулканического стекла характерны для продуктов извержений кислого состава. Первичная форма витрокластов может быть деформирована и уплощена (рис. 10 б), что характерно для отложений пирокластических потоков.

Окраска пирокластического вулканического стекла разнообразна – бесцветная, желтая, красная, бурая, черная, в зависимости от количества включений. Состав обломков стекла можно определить по показателям преломления, значения которых приведены в справочнике В.Е. Трегера (1959):

Вулканическое стекло	Показатель преломления
Риолитовое	1,492 (1,48–1,51)
Дацитовое	1,511 (1,504–1,592)
Трахитовое	1,512 (1,468–1,527)
Андезитовое	1,512 (1,489–1,529)
Базальтовое	1,575 (1,506–1,612)

Кристаллокласты пирокластического происхождения встречаются в виде отпрепарированных кристаллов с первичными кристаллографическими формами и в виде угловатых обломков. Характерным признаком ювенильных кристаллокластов, позволяющим отличать их от обломков кристаллов нормально-осадочного происхождения, можно считать присутствие в горной породе неустойчивых при выветривании минералов – основного плагиоклаза, пироксена, оливина, базальтической роговой обманки. В пирокластическом материале часты зональные полевые шпаты (рис. 11 а). Характерны также кристаллокласты санидина и ненапряженные монокристаллические зерна кварца с одновременным погасанием. Довольно часто обломки полевых шпатов и кварца резорбированы (корродированы) магматическим расплавом (рис. 11, 12).

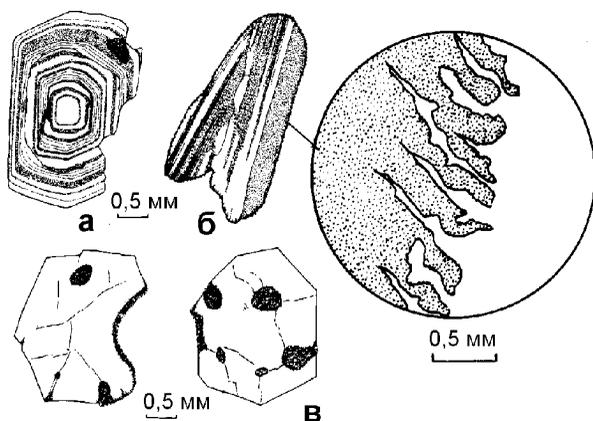


Рис. 11. Зональные (а), резорбированные кристаллокласты плагиоклаза (б) и кварца (в).

Среди пирокластического материала кроме кристаллокластов, имеющих ювенильное происхождение, встречаются обломки чуждых и резургентных минералов. В этом случае у них можно наблюдать оплавление, окисление до красно-бурого цвета, вспучивание поверхности. Подобные резургентные оплавленные кристаллы плагиоклаза отмечены в 1976 году на Южном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения. В ходе слабых стромболианских взрывов кристаллолапилли плагиоклаза и обломки шлака вторично падали в кратер вулкана и приобретали красный цвет за счет повторного температурного воздействия. Такой многократно выброшенный материал называют *псевдорезургентным* или *ретрокластическим*. Чуждый материал, захваченный вулканическим взрывом из пород основания вулканической постройки, отличается запрещенными минеральными

ассоциациями. Например, присутствием среди пирокластики базальтового состава обломков кристаллов кварца, калиевых полевых шпатов.

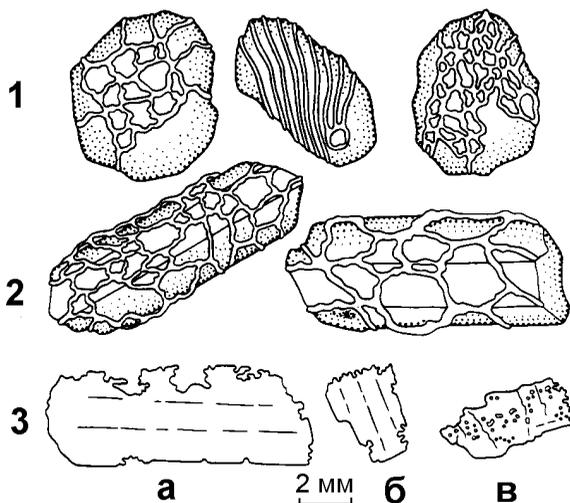


Рис. 12. Минералы вкрапленников в пемзах пирокластических потоков. 1 – кристаллы плагиоклаза и 2 – пироксенов в пленке стекла; 3 – срезы резорбированных кристаллов плагиоклаза в шлифе (а, б), резорбированный кристалл плагиоклаза с пузырьками стекла (в).

Литокласты являются обязательной составной частью крупно-грубообломочной (псефитовой) пирокластики и представлены, преимущественно, ювенильными обломками эффузивных пород (см. характеристику вулканических бомб, лапиллей, шлаков, пемзы, гл. 2). Форма обломков округлая, эллипсоидальная, угловатая, нередко с рваными краями и выступающими фенокристаллами. Обломки могут быть плотными и пористыми независимо от состава. Литокластический материал обычно не имеет следов транспортировки, сортировки и характеризуется однородным петрографическим составом.

Литокласты имеют не только ювенильное происхождение, но и чуждое. Чуждый литокластический материал подразделяется на три группы: 1) материал предыдущих извержений данного вулкана – резургентный, 2) материал фундамента вулкана (обломки изверженных осадочных и метаморфических пород), 3) глубинные ксенолиты Земли (обломки эклогитов, перидотитов). Чуждые обломки резко отличаются

ся по составу от ювенильных литокластов, очень часто окислены, с каемками закалки и оплавления.

3.2. Структуры вулканогенных обломочных пород

Структуры вулканогенных обломочных пород формируются в зависимости от условий минералообразования при кристаллизации магмы, характера и степени механического дробления исходного лавового материала во время извержения и условий его седиментации, а также от условий диагенеза.

Структуры пород определяются абсолютной и относительной величиной составных частей, агрегатным состоянием пирокластики, формой составных частей и соотношением обломков и цемента.

3.2.1. Структуры по размерам обломков

Структуры по абсолютной величине обломков выделяются по принятым размерностям, которые в значительной мере отвечают гранулометрическим классам нормально-осадочных пород (табл. 4).

По относительной величине обломков выделяют три основных типа структур: равномернообломочная (гомеокластическая), неравномернообломочная (гетерокластическая) и порфирукластическая. Название структур с корнем “класто” принято для пепловых (псаммитовых, алевритовых, пелитовых) вулканокластических пород, а с корнем “обломок” – для крупно-, грубообломочных (глыбовых, агломератовых, псефитовых).

Размеры вулканокластического материала во многом влияют на форму составных частей, что было показано выше. В настоящее время по форме составных частей, без учета крупности материала, выделяется только одна структура – *комекластическая* (Малеев, 1977), характеризующаяся волосовидными обломками стекла («волосы Пеле»). В составе вулканокластических пород выделяется три вида обломков: литокласты, кристаллокласты и витрокласты. В зависимости от их количественного соотношения выделяют три типа структур: литокластическая, при преобладании обломков пород, кристаллокластическая – для пород, состоящих из обломков минералов; витрокластическая – образованная обломками вулканического стекла.

Таблица 4

Структуры вулканокластических пород
по абсолютной величине обломков

Размер обломков (мм)	Структуры		
	В.Т. Фролов (1964)	Е.Ф. Малеев (1980)	
> 200	Глыбовая (грубоагломератовая)	Глыбовая агломератовая	
100-200	Крупноагломератовая	Агломератовая	
50-100	Среднеагломератовая	— " —	
10-50	Мелкоагломератовая (лапиллиевая)	Крупнопсефитовая (лапиллиевая)	
2-10	Гравийная (крупнообломочная)	Мелкопсефитовая (крупнообломочная)	
1-2	Псаммитовая (среднеобломочная)	Пепловая	
0,5-1			Грубосаммитовая
0,25-0,5			Крупнопсаммитовая
0,1-0,25	Среднепсаммитовая	Псаммитовая (среднеобломочная)	
0,01-0,1	Мелкопсаммитовая	Пепловая	
<0,01	Алевритовая (мелкообломочная)		Алевритовая (мелкообломочная)
	Пелитовая* (тонкообломочная)		Пелитовая* (тонкообломочная)

* Пелитовая структура выделяется для пород сложенных обломками 0,01-0,001 мм, т.к. 0,001 мм – вероятный предел эксплозивного дробления твердого материала или распыления жидкой лавы

3.2.2. Структуры по агрегатному состоянию пирокластики

Литокластические структуры (рис. 13) характеризуются преобладанием обломков эффузивных пород. Обломки имеют округлую, эллипсоидальную или угловатую форму и могут быть плотными или пористыми. Структуры туфов, состоящих из обломков шлаков или пемзы, могут называться *шлакокластическими*, *пемзокластическими*.

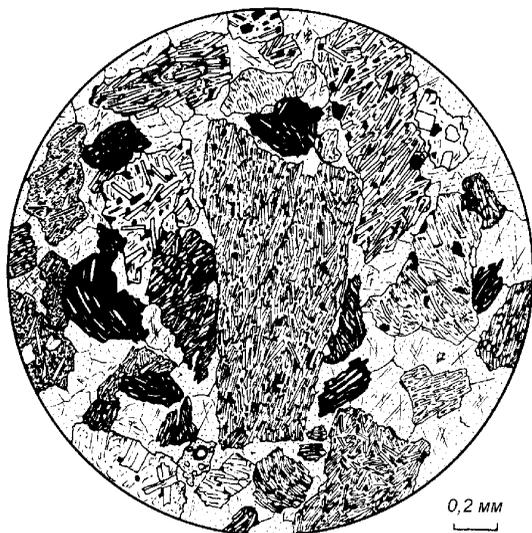


Рис. 13. Литокластическая псаммитовая структура.

Туф андезитового состава литокластический с поровым кристаллическизернистым кальцитовым цементом. Без анализатора (Лапин, 1988).

Кристаллокластические структуры (рис. 14) свойственны вулканокластическим породам, состоящим из угловатых обломков кристаллов и реже из хорошо отпрепарированных индивидов. Последние свойственны для пирокластического материала камчатского вулкана Плоский Толбачик и его Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-76 гг., где отмечались выбросы идиоморфных кристаллов плагиоклаза и их сростков, размером до 3 см. Собственно кристаллокластические структуры встречаются редко, обычно кристаллокласты входят в состав пород со смешанными структурами.

Витрокластические структуры (рис. 15) характеризуются преобладанием обломков вулканического стекла. Форма обломков, как правило, остроугольная с вогнутыми краями (рогульчатая, черепковидная), угловатая, нитевидная. По мере уменьшения частиц они становятся все более угловатыми.

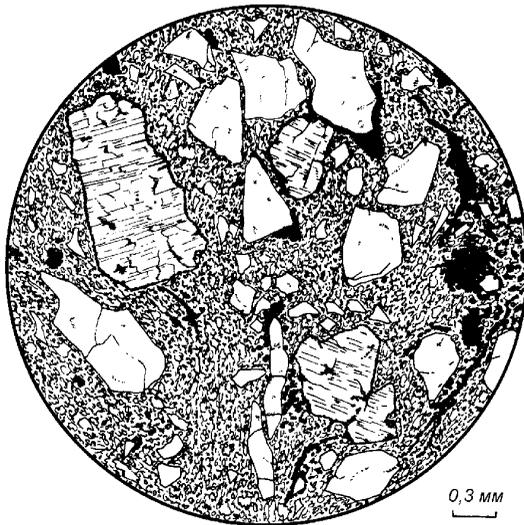


Рис. 14. Кристаллокластическая алевропсаммитовая структура. Туф дацитового состава с базальным глинистым (гидрохимическим) цементом. Без анализатора (Лалин, 1988).

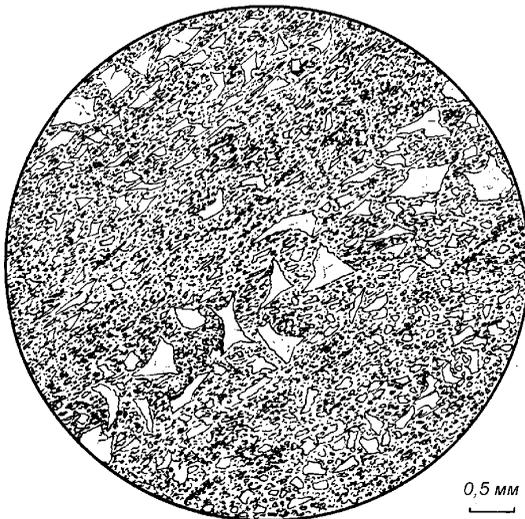


Рис. 15. Витрокластическая псаммоалевритовая (пепловая) структура. Туф риолитового состава, пепловый. Без анализатора (Лалин, 1988).

В том случае, когда обломки вулканического стекла имеют, преимущественно, волосовидную, нитевидную форму («волосы Пеле»), что возможно при раздувании фонтанирующей жидкой базальтовой лавы, принято выделять *комекластическую* структуру.

Существует вполне определенная зависимость между абсолютной величиной обломков и их агрегатным состоянием: литокласты преобладают в крупно- и грубообломочных породах, а витрокласты – в тонкообломочных (табл. 5).

Таблица 5

Структуры вулканокластических пород в зависимости от величины обломков и агрегатного состояния

Размер обломков (мм)	Фракция	Агрегатное состояние		
		витрокластическое	кристаллокластическое	литокластическое
< 0,01	Пелитовая	Пелитовая витрокластическая	–	–
0,01-0,1	Алевритовая	Алевритовая витрокластическая	Алевритовая кристаллокластическая	–
0,1-2,0	Псаммитовая	Псаммитовая витрокластическая	Псаммитовая кристаллокластическая	Псаммитовая литокластическая
2-50	Псефитовая	–	Псефитовая кристаллокластическая	Псефитовая литокластическая
50-200	Агломератовая	–	–	Агломератовая литокластическая
> 200	Глыбовая	–	–	Глыбовая литокластическая

Кроме того, выделяются структуры смешанные (кристаллолитокластическая, витрокристаллокластическая и т.д.), когда порода состоит примерно в равных количествах из обломков разного агрегатного состояния. Выделение смешанных структур проводится согласно единого для литологии правила: преобладающий в породе материал указывается в названии последним.

Структуры осадочно-пирокластических пород (туффов) чаще бывают смешанными. При этом, всегда преобладающий в туффах пирокластический материал, также будет указываться в названии структуры на втором месте. К примеру, если в туффите пирокластический материал представлен обломками вулканического стекла, а осадочная примесь – обломками кристаллов, то структура будет называться кристалловитрокластической.

3.2.3. Структуры по взаимоотношению обломков и цемента (структуры цемента)

В вулканокластических породах наблюдается цемент четырех генетических типов: 1) образовавшийся за счет разложения обломков стекла (гидрохимический); 2) образовавшийся за счет привнесенного хомогенного или глинистого материала; 3) лавовый; 4) образовавшийся за счет сплавления обломков (спекания, сваривания).

Цементация гидрохимическим путем характеризуется тем, что цемент здесь образуется за счет разложения витрокластического материала, входящего в состав самой породы, и имеет, как правило, хлоритовый, глинистый, опалово-глинистый, реже кальцитовый состав. Очень часто тонкообломочное вулканическое стекло разлагается быстро и без сохранения реликтов. В этом случае более крупные обломки пирокластические оказываются как бы погруженными в цементирующую минеральную массу. При таком типе цементации, а также в случае привноса цементирующего глинистого или хомогенного материала, в вулканокластических породах образуются цементы такие же, как и в осадочных породах – базальный, поровый открытый или закрытый (см. рис. 13, 14).

Крустификационный, регенерационный и кристаллический типы цемента для вулканокластических пород не характерны и встречаются в метаморфизованных разностях.

Лавовый цемент образуется при захвате лавой обломочного материала и свойственен кластолавам, лавобрежчиям.

Цементация спекания обломочного материала отмечается в агглютинатах, а цементация сваривания свойственна для игнимбритов. В последнем случае выделяется *игнимбритовая* микроструктура (рис. 16), характеризующаяся субпараллельной ориентировкой сильно растянутых, уплощенных, причудливо деформированных обломков стекла и пемзы, сплавленных в единую массу, обтекающую кристаллокласты.

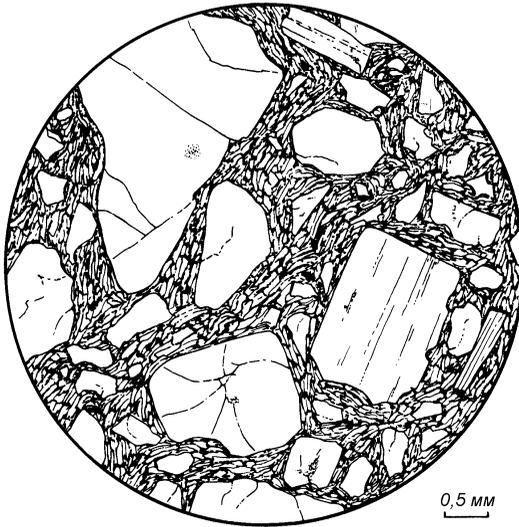


Рис. 16. Игнимбритовая структура цемента (цементация сваривания). Игнимбрит риолитового состава кристалловитро-кластический. Без анализатора (Петрография, 1981).

3.2.4. Структуры смешанных пород

Выделяются для пирокласто-осадочных пород, в которых пирокластическая составляющая не превышает 50%. Смешение пирокластического материала с терригенным (окатанным, угловатым, глинистым) или с хемогенным (кремниевым, карбонатным, железистым), а также с органическим, дает большое разнообразие специфических структур. При этом соблюдается одно правило: к названию структуры характерной для нормально-осадочной породы добавляется приставка «туфо» – туфодиамитовая структура, туфопсаммитовая структура и т.д.

4. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Вопросы классификации вулканогенных обломочных пород постоянно обсуждаются в печати. В настоящее время существует три варианта классификаций и предложений по номенклатуре, разработанные на Первом Всесоюзном вулканологическом совещании в г. Ереване (Классификация ..., 1962), на Всесоюзном семинаре в г. Тбилиси (Классификация ..., 1970) и Терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР (Классификация ..., 1981). В той или иной степени эти вопросы рассмотрены в обобщающих работах отдельных литологов и петрографов: Л.Н. Ботвинкиной (1974), Г.Н. Бровкова (1967); А.В. Вана, Ю.П. Казанского (1985), Г.С. Дзоцендзе (1969), Е.Ф. Малеева (1977, 1980), Н.М. Страхова (1963), И.В. Хворовой (1983).

Главными признаками, положенными в основу подразделения вулканогенных обломочных пород, являются количественное соотношение вулканического и осадочного материала, абсолютная величина обломков и характер цементации.

В учебном пособии используется классификация Е.Ф. Малеева (1980), в которой выделяются следующие типы пород:

Вулканокластические

1. Эффузивно-обломочные:
 - а) кластолавовые (кластолавы),
 - б) лавокластитовые,
 - в) гиалокластитовые.
2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические):
 - а) пирокластические без посторонних примесей (туфы, игнимбриты),
 - б) пирокластические с примесью чуждого материала (ксенотуфы, ксеноигнимбриты).
3. Осадочно-вулканокластические (туффиты).

Вулканогенно-осадочные

1. Вулканокласто-осадочные (туфогенные).
2. Тефроидные.
3. Вулканотерригенные.

4.1. Вулканокластические породы

Это вулканогенные обломочные породы, состоящие полностью или существенно из эффузивного обломочного или эксплозивно-обломочного (пирокластического материала). Отлагающийся совместно с пирокластикой осадочный материал, не превышает в этих породах 50%. Вулканокластические породы весьма разнообразны по условиям образования и имеют различный петрографический состав. К ним относятся как рыхлые вулканические отложения, так и породы с различным характером цементации: уплотненные, сцементированные гидрохимически, спекшиеся (сваренные) и сцементированные лавой.

По способу образования и характеру обломочного материала вулканокластические породы разделяются на эффузивно-обломочные, эксплозивно-обломочные (пирокластические) и осадочно-вулканокластические.

Эффузивно-обломочные породы делятся на три группы (табл. 6):– кластолавовые, обломочный материал которых цементируется лавой, отличной от обломков составом, текстурой или цветом;

– лавокластитовые, обломки которых имеют не эруптивное происхождение, а образуются в результате дробления лав при излиянии расплава на поверхность с последующей их цементацией гидрохимическим путем;

– гиалокластитовые, образующиеся в результате своеобразного подводного дробления лавовых потоков с гидратацией вулканического стекла.

Петрографический состав эффузивно-обломочных пород разнообразен и соответствует основности лав, к потокам которых они приурочены.

Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы подразделяются по характеру цементации на рыхлые, сваренные, спекшиеся и сцементированные за счет уплотнения или гидрохимически (табл. 7). Кроме того, при классификации этих пород учитывается наличие в них примеси чуждого, резургентного материала, содержание которого не должно превышать 50 % объема породы (табл.8).

Необходимость выделения пирокластических пород с примесью чуждого материала объясняется тем, что посторонние обломки в них иногда составляют значительную часть, а потому обязательно должны учитываться и изучаться. Кроме того исследование чуждого материала позволяет судить о вулканических процессах.

Таблица 6

Классификация эффузивно-обломочных горных пород

Размер обломков (мм)	Класто-вые	Лавокластитовые		Гиалокластитовые		
		рыхлые	литифицированные	рыхлые	литифицированные	
> 200	Кластолава глыбовая	Глыбы лавокластитовые	Лавокластит мелкоглыбовый 100-300 мм	Лавокластит глыбовый	Глыбы гиалокластитовые	—
50–200	Кластолава агломератовая	Агломерат лавокластитовый		Лавокластит агломератовый	Агломерат гиалокластитовый	Гиалокластит агломератовый
10-50 2-10	Кластолава (туфолова)	Щебень лавокластитовый	Лавокластит псефитовый		Щебень гиалокластитовый	Гиалокластит псефитовый
0,1-2	— " —	—	—	—	Песок гиалокластитовый	Гиалокластит псаммитовый
0,01–0,1	— " —	—	—	—	Алеврит гиалокластитовый	Гиалокластит алевритовый
<0,01	—	—	—	—	—	—

Дальнейшее деление эффузивно-обломочных пород проводится по вещественному составу и агрегатному состоянию. В первом случае выделяются базальтовые, андезитовые, дацитовые, риолитовые и другие разновидности. По агрегатному состоянию пирокластики они делятся на витрокластические, кристаллокластические и литокластические, состоящие соответственно из обломков вулканического стекла, обломков кристаллов, обломков пород и смешанные (кристаллокластические, кристалловитрокластические и т.д.).

Таблица 7

Классификация взрыво-обломочных
пирокластических горных пород

Раз- мер облом- ком- ков (мм)	Пирокластический материал без существенных посторонних примесей (не более 10 %)			
	Рыхлые		Литифицированные	
			сваренные и спекшиеся	уплотненные и сцементирован- ные гидрохими- чески
>200	Вулканические глыбы и бомбы (тефра агло- мератовая)	Агломерат глыбовый вулканиче- ский	Агглютинат глыбовый. Туф спекшийся глыбо- вый агломератовый	Туф глыбовый агломератовый
50- 200		Агломерат вулканиче- ский	Агглютинат агломера- товый; туф спекшийся агломератовый	
10-50	Лапилли (тефра крупнопсефитовая)		Агглютинат (игним- брит) крупнопсефито- вый (лапиллиевый); туф спекшийся круп- нопсефитовый (лапил- лиевый)	Туф псефитовый
2-10	Лапилли мелкие (те- фра мелкопсефито- вая)		Игнимбрит мелкопсе- фитовый (мелколапил- лиевый); туф спекший- ся мелкопсефитовый (мелколапиллиевый)	
0,1-2	Песел вулканический	Песок вулка- нический (те- фра псамми- товая)	Игнимбрит псаммито- вый; туф спекшийся псаммитовый	Туф псам- митовый
0,01- 0,1		Пыль вулка- ническая	Игнимбрит алеврито- вый; туф спекшийся алевроитовый	Туф алеври- товый
<0,01			—	Туф пелитовый

Таблица 8

Классификация взрыво-обломочных (пирокластических) пород, содержащих примесь чуждого материала

Размер обломков (мм)	Пирокластический материал с примесью чуждых обломков (не более 50 %)		
	Рыхлые	Литифицированные	
		сваренные и спекшиеся	уплотненные и цементированные гидрохимически
>200	Ксеноагломерат глыбовый	Ксенотуф спекшийся глыбовый агломератовый	Ксенотуф глыбовый агломератовый
50-200	Ксеноагломерат	Ксенотуф спекшийся агломератовый	Ксенотуф агломератовый
10-50	Ксенолапилли (лапилли с чуждым материалом)	Ксеноигнимбрит* крупнопсефитовый; ксенотуф спекшийся крупнопсефитовый	Ксенотуф псефитовый Ксенотуф крупнопсефитовый (лапиллиевый)
2-10		Ксеноигнимбрит* мелкопсефитовый; ксенотуф спекшийся мелкопсефитовый	
0,1-2	Ксенопепел вулканический	Ксеноигнимбрит* псаммитовый; ксенотуф спекшийся псаммитовый	Ксенотуф псаммитовый
0,01-0,1		Ксенотуф спекшийся алевритовый	Ксенотуф алевритовый
<0,01		—	—

* Выделяя ксеноигнимбриты, Е.Ф.Малеев отмечает некоторую условность этого термина, т.к. для игнимбритов характерно присутствие чуждого материала, что обусловлено катмайским типом извержения. Необходимость выделения ксеноигнимбритов как самостоятельных пород продиктована встречаемостью в природе игнимбритов без примеси чуждого материала.

Осадочно-вулканокластические породы (туффиты) представляют смешанные породы, состоящие из пирокластического материала с примесью осадочного (менее 50%), накапливающегося синхронно с извержением.

Туффиты в областях проявления древнего и современного вулканизма имеют широкое распространение, располагаясь на некотором удалении от центров извержения. Примесь осадочного материала может быть терригенной, органогенной и хемогенной. Г.С. Дзоценидзе в 1970 году предложил называть эти породы **ортотуффитами**.

По мнению В.Т. Фролова, М.Н. Щербаковой (1988) туффитами следует называть слабослоистые и плохо сортированные породы, сложенные умеренно переотложенной тефрой, в которых сохраняются некоторые признаки недавнего (дни-, годы-, тысячелетия) извержения. Подобное определение в какой-то мере дублирует понятие тефроид, но в последних отсутствует нормально-осадочная примесь, характерная для туффитов.

Осадочно-вулканокластические горные породы (туффиты), так же как и туфы, подразделяются на рыхлые, сцементированные и различаются по величине обломков (табл. 9).

Таблица 9

Классификация осадочно-вулканокластических пород

Размер обломков (мм)	Пирокластический материал с примесью (менее 50 %) осадочного		
	Рыхлые	Литифицированные	
>200	Глыбовый туффитовый агломерат	Туффит глыбовый агломератовый	
50-200	Агломерат туффитовый	Туффит агломератовый	
10-50	Лапилли с примесью осадочного материала	Туффит псефитовый	Туффит крупнопсефитовый (лапиллиевый)
2-10			Туффит мелкопсефитовый
0,1-2	Песок туффитовый	Туффит псаммитовый	
0,01-0,1	Пыль туффитовая	Туффит алевритовый	
<0,01	–	Туффит пелитовый	

Дополнительная систематика туффов проводится по вещественному составу (базальтовые, андезитовые, дацитовые, риолитовые) и агрегатному состоянию обломков (литокластические, кристаллокластические, витрокластические). Разделение туффов по характеру обломков производится только по пирокластическому материалу. Если в туффите пирокластика представлена обломками вулканического стекла, а осадочная примесь – обломками кристаллов, то породу следует называть витрокластическим туффитом, по основной пирокластической составляющей.

4.2. Вулканогенно-осадочные породы

К этой группе относятся породы собственно осадочного происхождения, в состав которых либо входит примесь пирокластического материала синхронного извержению (вулканокласто-осадочные), либо они существенно состоят из переотложенного синхронного извержению пирокластического материала (тефроидные) или из переотложенного материала, образовавшегося за счет разрушения более древних литифицированных вулканических горных пород, не синхронных извержению (вулканотерригенные).

Вулканокласто-осадочные (туфогенные) породы формируются в вулканических и прилегающих к ним областях, в которых, в результате проявления вулканической деятельности, происходит примешивание к осадочному материалу пирокластического. Если примесь пирокластики незначительна (5-10 %), то название породы не меняется, но при описании ее присутствие отмечается. При больших количествах пирокластического материала (до 50%) породы приобретают новые названия, соответствующие терминам осадочных пород, но с добавлением частицы «туфо» (табл. 10).

Вулканокласто-осадочные породы могут состоять также из осадочного хемогенного или органогенного материала с примесью пирокластического. В этих случаях употребляются соответствующие термины: туфоизвестняк, туфодиатомит, туфосилицит, туфосфосфорит и т.д. Г.С. Дзюценидзе (1970) предлагает называть вулканокласто-осадочные породы **паратуффитами** на том основании, что в них преобладает осадочный материал.

Тефроидные породы (тефроиды) представляют собой вулканогенно-осадочные породы, синхронные извержению, состоящие из окатанной и отсортированной тефры. Впервые тефроиды изучены в обла-

стях современного вулканизма, где они образуют пояса шириной десятки километров и мощностью в сотни метров вокруг стратовулканов. Так по периферии Камчатских вулканов Авачинского и Ключевского, возраст которых определяется в 10 тысяч лет, за это время сформировались толщи тефроидов мощностью около 100 метров при ширине шлейфа в 10-15 км. Формирование тефроидов происходит не только в наземных вулканических поясах, но и в период начала формирования островных дуг и на разных этапах их развития.

Выделение этой группы пород, ранее относимых к вулканотерригенным, предложено Г.С. Дзоценидзе и И.В. Хворовой (1970), а затем поддержано и более глубоко разработано Е.Ф. Малеевым (1977) (табл. 11). Детальное исследование тефроидных пород позволили Е.Ф. Малееву выделить среди них еще две разновидности: тефроидные породы с примесью (до 50 %) пирокластического материала (пирокласто-тефроидные) и тефроидные породы с примесью (до 50 %) терригенного материала (терригенно-тефроидные). Кроме того предлагается различать: 1) тефроиды пирокластические, состоящие из переотложенной тефры; 2) тефроиды вулканокластические, формирующиеся по периферии стратовулканов за счет сноса различного вулканокластического материала (лавокластитового, пирокластического); 3) тефроиды лавокластитовые, образованные окатанными обломками лавы по периферии лавовых потоков, излившихся в море. На наш взгляд классификация этих пород требует дальнейшей доработки и уточнений, в связи с чем в таблице не приведена.

В рекомендациях последних лет (Систематика ..., 1998) предлагается считать термины «туффит» и «тефроид» синонимами и ограничиться в употреблении одним из них.

При изучении тефроидов следует обращать внимание на характерные признаки, позволяющие отличать эти породы от вулканотерригенных. В тефроидах псаммитовый и более тонкий обломочный материал представлен преимущественно окатанными обломками шлаков (пемз), в то время как вулканотерригенные породы состоят из окатанных обломков эффузивов и туфов, часто различного петрографического состава. Для тефроидов характерно отсутствие глинистых прослоев, а в вулканотерригенных породах отмечается наличие большого количества глинистого материала. При изучении тефроидных пород следует учитывать, что в целом для них не характерно присутствие значительного количества обломков вулканического стекла, так как этот наиболее мелкий пирокластический материал обычно легко удаляется при переотложении тефры.

Таблица 10

Классификация вулканокласто-осадочных пород

Размер обломков (мм)	Рыхлые	Литифицированные	
		окатанные	неокатанные
>200	Туфовалунник (туфоглыбняк)	Туфоконгломерат валунный	Брекчия глыбовая с туфовым материалом (туфобрекчия)
10-200	Туфогалечник (туфощебень)	Туфоконгломерат	Брекчия щебневая с туфовым материалом
2-10	Туфогравий		Туфогравелит
0,1-2	Туфопесок		Туфопесчаник
0,01-0,1	Туфоалеврит		Туфоалевролит
<0,01	Туфопелит		Туфоаргиллит

Таблица 11

Классификация тефроидных (синхронных вулканизму) горных пород

Размер обломков (мм)	Тефроиды. Обработанная и отсортированная тефра	
	Рыхлые	Литифицированные
>200	Валуны (глыбы) тефроидные	Тефроид валунный (глыбовый)
50-200	Агломерат тефроидный	Тефроид агломератовый
10-50	Лапилли тефроидные	Тефроид лапиллиевый
2-10	Гравий тефроидный	Тефроид гравийный
0,1-2	Песок тефроидный	Тефроид псаммитовый
0,01-0,1	Алеврит тефроидный	Тефроид алевритовый
<0,01	Пелит тефроидный (?)	Тефроид пелитовый (?)

Цемент в тефроидах, также как и в туфах, является гидрохимическим и образуется за счет разложения мелкого пеплового (витрокластического) материала.

Вулканотерригенные породы состоят из переотложенного обломочного материала разной степени окатанности, который образуется при разрушении вулканических горных пород (лав, туфов) различного петрографического состава не синхронных одному конкретному извержению. Довольно часто эти породы называют вулканомиктовыми (Классификация ..., 1962). Пожалуй, этот термин встречается в литературе чаще, чем «вулканотерригенная порода», хотя решением Всесоюзного семинара по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных пород (Классификация ..., 1970) его употребление не рекомендуется. Вулканотерригенные породы классифицируются по степени литификации, по крупности и окатанности обломочного материала (табл. 12).

Таблица 12

Классификация вулканотерригенных горных пород

Размер обломков (мм)	Рыхлые	Литифицированные	
		окатанные	неокатанные
>200	Валуны и глыбы вулканотерригенные (вулканомиктовые)	Конгломерат валунный вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Брекчия глыбовая вулканотерригенная (вулканомиктовая)
10-200	Галечник вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Конгломерат вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Брекчия щебневая вулканотерригенная (вулканомиктовая)
2-10	Гравий вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Гравелит вулканотерригенный (вулканомиктовый)	
0,1-2	Песок вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Песчаник вулканотерригенный (вулканомиктовый)	
0,01-0,1	Алеврит вулканотерригенный (вулканомиктовый)	Алеврит вулканотерригенный (вулканомиктовый)	
<0,01			

Петрографический состав вулканотерригенных пород, обычно полимиктовый. Обломки слагающих их вулканитов часто имеют различный состав, отличаются структурно-текстурными особенностями. В качестве примеси могут присутствовать обломки метаморфических и осадочных пород. Вулканотерригенные породы, по сути, являются нормально-осадочными, т.к. сложены материалом, возникшим от размыва вулканических построек, состоящих из лав и туфов разных извержений. От собственно терригенных пород они отличаются тем, что механическому разрушению подвергается вполне конкретная вулканическая постройка, а не сложная «вулканическая» суша, и поэтому, в петрографическом отношении, вулканотерригенные породы весьма близки к тефроидам, которые они обычно перекрывают в отложениях единых стратиграфических разрезов.

5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В приведенной выше классификации вулканогенных обломочных пород к вулканокластическим отнесены: эффузивно-обломочные – кластолавовые, лавокластитовые, гиалокластитовые; эксплозивно-обломочные (пирокластические) – агглютинаты, игнимбриты, туфы, ксенотуфы и осадочно-вулканокластические – туффиты.

5.1. Эффузивно-обломочные породы

Породы этой группы имеют лавовую природу, но рассматриваются среди вулканокластических в связи с тем, что при описании их как лав было бы утеряно генетическое значение, входящего в них обломочно-го материала.

Количество обломочного материала в лавовых потоках колеблется в широких пределах: от 1/10 части потока для жидких лав до 1/4 или 1/3 для лав средней вязкости и до 1/2 для лав повышенной вязкости.

Кластолавы представляют собой горные породы, состоящие из обломков лавы, сцементированные лавой иной текстуры, структуры, цвета или химического состава. Считается, что цементирующая лава может быть первичной (ювенильной) или вторичной, образовавшейся в результате вторичного разогрева и последующего расплавления мелкообломочного вулканического материала. Петрографический состав кластолав самый различный – от риолитового до ультраосновного.

Согласно наблюдениям Е.Ф.Малеева (1980), впервые предложившего этот термин, выделяют девять генетических типов кластолав, объединенных в пять групп по приуроченности к вулканическим формам – кластолавы кратеров, потоков, куполов, некков, трубок взрыва. Пожалуй, наибольшим распространением пользуются кластолавы потоков, образование которых происходит в поверхностных и близповерхностных условиях. Насыщение лавы обломками возможно при захвате шлаков постройки вулкана или лавовой пробки в его канале.

Подобное образование предполагается для кластолавовых пород вулкана Арагац, описанных в литературе как **туфолавы**. Это породы дацитового состава, содержащие до 30 % обломков пористых лав. Обломки имеют бурый цвет, вследствие окисления, оплавлены, сплюснены и ориентированы по направлению потока. Такая порода могла об-

разоваться при движении лавы, переполненной обломками, разогретыми до пластичного состояния.

Иной способ образования туфолов предполагается В.Т. Фроловым (1964), который объясняет природу этих пород проявлением процессов вспенивания лавы и разобщения ее на мелкие обломки. Это происходит вблизи поверхности в результате бурного выделения газов, растворенных в лаве под большим давлением.

Лавокластиты образуются при наземных, подводных и подледных излияниях лав, слагают нижние и верхние части потоков и имеют различный петрографический состав (лавокластиты базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и др.) Лавовые потоки, изливаясь на влажную поверхность или мощный покров снега, могут полностью превращаться в лавокластит. Форма и размеры обломочного материала различны, но чаще преобладающими являются обломки 0,2-0,8 м. Жидкие базальтовые лавовые потоки Толбачинского дола дают глыбовый материал размером 0,1-0,2 м, но отдельные потоки здесь же дают глыбы до 1-1,5 м. Базальтовые и андезибазальтовые лавовые потоки Ключевского вулкана дают глыбовый материал 0,2-1,5 м, в то время как глыбовый материал андезидацитового состава Карымского вулкана имеет в поперечнике 3-6 м.

На примере вулканов Камчатки и Курильских островов показано, что в большинстве случаев лавокластиты сложены обломками угловатой формы с рваными краями и шероховатой поверхностью, хотя базальтовые лавы Толбачинского дола часто образуют сложные бесформенные глыбы, шарообразные и веретенообразные глыбы и плитчатые обломки толщиной 5-25 см и до 2,0 м в поперечнике.

В ходе наблюдения за формированием и строением базальтовых лавовых потоков БТТИ отмечалось, что образование лавокластитов начиналось с появления на поверхности потока фрагментарной корки (приложение, фото 2), которая уже в 200-250 м от бочки превращалась в сплошной движущийся слой с мелкоглыбовой поверхностью (типа аа) или покрытый плоскими всторошенными глыбами. Такие плоскоглыбовые поверхности лавовых потоков отмечались при излиянии наиболее жидких лав Южного прорыва, когда застывшая корка толщиной 5-25 см взламывалась под напором новых порций с образованием пластин площадью 1-1,5 м². Отдельные же пластины имели толщину 1,5-2 м и площадь 2-10 м². Мелкоглыбовый материал представлял собой угловатые комки пористой лавы с рваной поверхностью. Вязкость лавы у истоков варьировала в пределах 10³-10⁴ η, температура равнялась 1050-1070°С. В лавовых потоках Северного прорыва,

вязкость которых изменялась от 10^5 до 10^9 η при температуре 940-1000°C, в соответствии с увеличением вязкости возрастали размеры глыб, достигая иногда 1,5 м в поперечнике.

Лавокластиты обычно сложены обломками слабопористой лавы и не обнаруживают признаков сортировки. Эти особенности строения, а также наличие постепенного перехода лавокластитов через трещиноватую зону к массивным лавам потоков, позволяют отличать лавокластический и пирокластический материал (рис. 17).

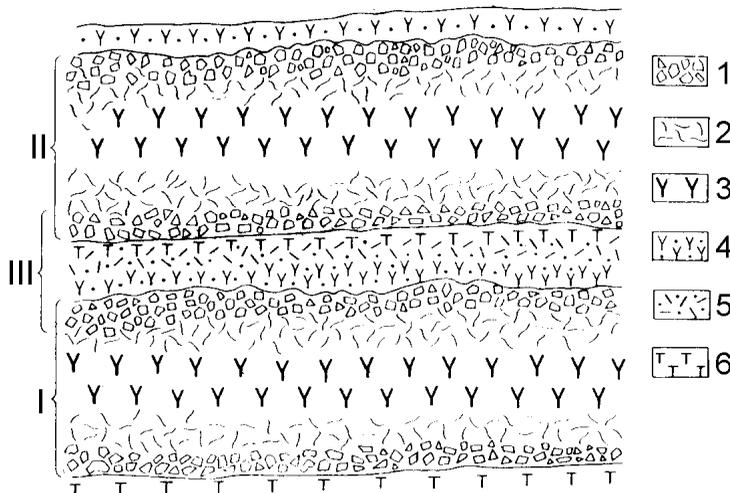


Рис. 17. Модель лавокластитовых образований Ключевского вулкана (Малеев, 1980).

I-II – нижний и верхний лавовые потоки; III – горизонт преобладающего лавокластитового материала. 1 – лавокластит; 2 – трещиноватый базальт и лаворекчия 3 – литоидный базальт; 4 – тefфра, родственная лавам; 5 – тefфра соседнего вулкана, не родственная лавовым потокам; 6 – коллювиально-пролювиальные отложения.

Промежутки между обломками лавокластитов могут быть заполнены более мелким материалом дробления поверхности глыб, а также тefфрой этого же или соседних вулканов. В водоемах промежутки между глыбами лавы часто заполняются нормально-осадочным терригенным или хемогенным материалом (песчаным, глинистым, известковым, кремниевым).

Диагностическими признаками лавокластитов являются: 1) моно-вулканитовость обломков; 2) грубообломочность; 3) свидетельства

первичной пластичности (конформность части обломков, пластичное округление углов, сферичность сегментов лавовых подушек или шаров, изгибы и др.); 4) свидетельства горячего состояния (обжиг вмещающего осадка, аргилизация глин и т.д.); 5) неполная разьединенность некоторых фрагментов лав, исключая заметный перенос; 6) отсутствие сортировки, слоистости и механического окатывания; 7) парагенезис с лавами и гиалокластитамы обычно того же состава.

Гиалокластиты представляют скопления витрокластического материала, образовавшегося при дроблении лав основного, реже среднего состава в ходе подводных и подледных излияний. Морфологические особенности обломочного материала зависят от основности лав.

Гиалокластиты базальтового состава обычно состоят из обломков вулканического стекла, имеющих форму черепков, глобул, гранул, покрывающих поверхность подушечных лавовых потоков или заполняющих промежутки между сферическими обособлениями лавы. В гиалокластитах андезитового состава крупные обломки имеют угловато-округлую, реже эллипсоидальную или шаровую форму, а мелкообломочный материал – угловатый и остроугольный.

Для гиалокластитов характерно: 1) моновитрокластический состав обломков; 2) преимущественно черепковая и угловато-округлая форма гиалокластов; 3) отсутствие слоистости и признаков транспортировки; 4) темная окраска, заметная палагонизация и глинизация; 5) наличие реликтовой «теновой» шаровой и черепковой формы обломков даже при полной глинизации гиалокластов.

Стекло гиалокластитов обычно сидеромелановое, прозрачное в шлифе, быстро гидратирующееся и превращающееся с поверхности или полностью в желтый аморфный минерал – палагонит, который в свою очередь, также довольно легко замещается чешуйками смектита или хлорита, а также цеолитами.

Довольно часто на поверхности подводных лавовых потоков происходит совместное накопление лавокластитовых и гиалокластитовых пород.

5.2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы

К пирокластическим принято относить рыхлые и литифицированные породы, сложенные ювенильным и резургентным обломочным материалом пеплопадов, пепловых потоков, направленных взрывов, в т.ч. и фреатических. Кроме того, Е.Ф. Малеев (1980) предлагает отно-

сильно к пирокластическим также отложения грязевых потоков (лахаров), в которых обычно смазывающей жидкости значительно меньше, чем обломочного материала.

Ниже приведена краткая петрографическая характеристика основных разновидностей литифицированных пирокластических пород, среди которых выделяют:

1. Литифицированные без цемента (спекшиеся, сваренные) – агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбриты.
2. Уплотненные и цементированные гидрохимически – туфы.

5.2.1. Породы литифицированные без цемента (спекшиеся, сваренные)

Агглютинаты образуются в ходе извержений гавайского и стромболианского типов при выбросе раскаленного базальтового пластичного или полупластичного ювенильного грубообломочного материала, который отлагается в прикратерной части вулкана и спекается в сплошную массу. Спекание происходит вследствие высокой температуры фрагментов базальтовой лавы, которые при соприкосновении приобретают единую соединительную пленку. Под микроскопом эта пленка практически не заметна и обломки постепенно переходят друг в друга. Резкие контакты наблюдаются только при разных структурах и текстурах обломков, что отмечается довольно редко.

Обломки, входящие в состав агглютината, могут быть фигурными (обычно лепешкообразными) и бесформенными с различной степенью пористости, вплоть до шлаковых. Так в течение всего извержения Южного прорыва БТТИ вулкан выбрасывал крупную полужидкую пирокластику, которая скапливалась в большом количестве около жерла в виде полужидких расплескивающихся бомб, спекающихся в агглютинат. Реже встречаются агглютинаты сложенные вулканическими бомбами шаровой или эллипсоидальной формы. Размер обломков обычно более 10 см и до нескольких метров. В частности, на вулкане Сопка Зимина (Камчатка) описаны агглютинаты сложенные глыбами 0,5-3 м в диаметре и отдельными «лепешками» диаметром до 10 м при толщине 0,8 м. Мелкообломочный материал для агглютинатов не характерен, так как, успевая охладиться в воздухе, он теряет способность спекания.

Исходя из формы исходного ювенильного материала, среди агглютинатов выделяют четыре разновидности: 1) агглютинат, сложенный лавовыми глыбами деформированными во время падения. Эта разно-

видность с глыбами лепешкообразной формы являются наиболее распространенной; 2) глыбовый агглютинат, представленный недеформированными глыбами плотной и слабопенистой лавы; 3) шлаковый агглютинат, состоящий из глыб шлака не подвергнутых деформации; 4) бомбовый агглютинат, состоящий из фигурных бомб. Эта разновидность встречается редко.

Игнимбриты образуются в результате катастрофических извержений катмайского типа при отложении пирокластического материала из пепловых потоков, представляющих собой раскаленную турбулентную смесь ювенильных обломков и вулканических газов, температура которых колеблется от 550 до 950° С. Такие потоки, называемые также «пирокластическими потоками», «раскаленным облаком», «палящей тучей», стекают вниз по поверхности склонов вулкана со скоростью приближающейся к 150 км/час, заполняя понижения в рельефе, где происходит литификация игнимбритов – сваривание обломочного материала в монолитную массу. При этом отмечается деформация витрокластического материала, который сплющивается, теряя первоначальную роговчатую форму (см. рис. 10), а более крупные обломки пемзы или стекла превращаются в линзовидные (пламеневидные) обособления – фьямме, часто имеющие расщепленные концы (рис. 18). В плане фьямме характеризуются изометричной формой.

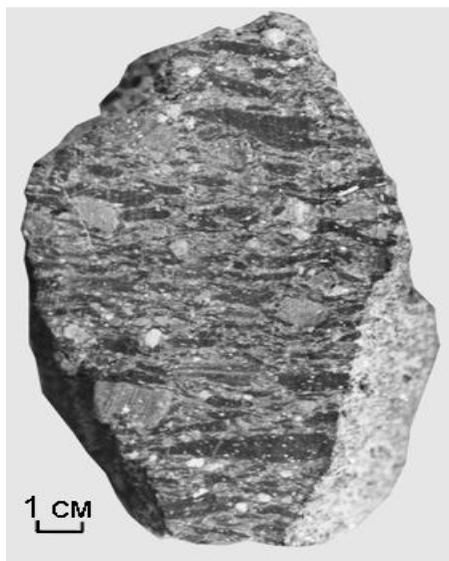


Рис. 18. Игнимбрит литокристалло-кластический с обильными обособлениями фьямме.

Считается, что фьямме («пламя» – по итальянски) являются типичными образованиями для игнимбритов. Фьямме могут составлять 40–50 % объема породы, размеры их колеблются в широких пределах от 3–5 мм до 50 см и более при толщине до 15 см. Такие гигантские фьямме образуются обычно за счет слияния нескольких менее крупных. Отношение толщины фьямме к длине варьируют в пределах 1/10–1/50. Субпараллельная ориентировка фьямме подчеркивает характерную для игнимбритов псевдофлюидальную текстуру.

Е.Ф. Малеев (1980) выделяет четыре типа фьямме, образованные в результате:

- 1) расплавления и сплющивания обломков пемзы;
- 2) расплавления и сплющивания ювенильных обломков лавы (литокластов);
- 3) расплавления мелких обломков стекла (витрокластов) в участках их концентрации и выплавки линзообразных обособлений;
- 4) расплавления стекла в чуждых обломках близкого петрографического состава и последующая их деформация.

Пирокластический материал в игнимбритах представлен обломками вулканического стекла, пемзы, кристаллов, ювенильными обломками лавы и чуждыми обломками пород, слагающих основание вулкана. В результате температурного воздействия (сваривания) обломочный материал подвергается изменению, степень проявления которого зависит от агрегатного состояния пирокластики и нарастает в следующей последовательности: кристаллокласты → обломки чуждых пород, резко отличного петрографического состава (осадочных, метаморфических, интрузивных) → обломки ювенильной лавы и чуждых эффузивов близкого петрографического состава → обломки пемзы → витрокласты.

Кристаллокластический агрегат в игнимбритах представлен, главным образом, обломками и целыми индивидами кварца, плагиоклаза, калишпата (15–40 % от объема породы) и в меньших количествах – биотита, роговой обманки, пироксена. В результате давления вышележащей массы пирокластического потока происходит частичная ориентировка таблитчатых или чешуйчатых кристаллов. Заливообразные очертания индивидов объясняются процессами резорбции, характерными для ювенильного пирокластического материала (см. рис. 11, 12), и не являются результатом сваривания.

Литокластический материал подвергается температурным изменениям избирательно. Обломки эффузивов, ювенильных и чуждых, могут приобретать линзовидную форму и при сильном сваривании

трансформироваться во фьямме. В этом случае вкрапленники и микролиты располагаются по удлинению образовавшейся линзочки вулканического стекла. По имеющимся наблюдениям, обломки песчаников и аргиллитов в игнимбритах не подвергаются изменениям.

Форма обломков пемзы изменяется в зависимости от степени перехода (сплавления) их во фьямме. В недеформированной пемзе форма пор шаровая с округлыми сечениями. В уплощенных линзовидных обломках поры вытягиваются, уплощаются, создавая ленточную текстуру. По мере увеличения степени спекания, обломки пемзы постепенно уплощаются до тонких линз, теряют пористость и превращаются в обсидиановое стекло. Пемзовидные обломки, располагающиеся между кристаллокластами, деформируются, расщепляются и обтекают кристаллы, создавая впечатление первичной флюидальной текстуры.

Витрокласты игнимбритов полностью утрачивают первоначальную рогульчатую форму, изгибаются, сплющиваются и сплавляются в связующую псевдофлюидальную массу (см. рис. 16), заполняя пространство между обломками кристаллов и пород. При интенсивном температурном воздействии витрокласты полностью расплавляются, превращаясь во вторичную лаву. В этом случае породу следует назвать *игниспумит*.

В одном и том же пирокластическом потоке могут залегать три типа спекшихся (сваренных) пород – игниспумиты, игнимбриды и спекшиеся туфы, отличающиеся по степени изменения обломков вулканического стекла и эффузивных пород (табл. 13).

Таблица 13

Разновидности спекшихся и сваренных пород

Порода	Степень переработки материала	
	Витрокласты	Литокласты
Спекшийся туф	Слабо деформированы, рогульчатой формы	Не деформированы
Игнимбрид	Вытянутые, сплавленные во флюидальную массу или во фьямме	Линзовидной формы, иногда расплавленные с образованием фьямме
Игниспумит	Полностью расплавлены и превращены во вторичную лаву, цементирующую кристаллы и обломки пород	Сильно деформированы в вытянутые лентообразные полосы, создающие полосчатую текстуру породы

Для игнимбритов характерны кристаллокластические, литокластические и смешанные структуры. Петрографический состав риолитовый, дацитовый, реже андезитовый, трахитовый.

Взгляды на происхождение игнимбритов, в том числе и эталонных для них объектов (туфолавы–игнимбрифы Армении, пиперно Италии, сваренные туфы Йеллоустонского национального парка Америки, игнимбрифы Новой Зеландии) достаточно противоречивы. В связи с этим, в последнее время, все чаще говорится о лавовом происхождении этих пород. В частности, в учебнике «Петрография» (1981) под редакцией А.А.Маракушева отмечается, что «игнимбрифы не являются спекшимися пирокластическими породами, и термин «игнимбриф» утратил свое буквальное значение».

Отмечая приуроченность игнимбритов к областям широкого проявления кислого вулканизма в его разнообразных формах и соизмеримость объемов, занимаемых спекшимися туфами (игнимбрифами) риолитовых плато различных территорий мира, с объемами крупных батолитов, ряд исследователей (Баддингтон, 1963; Устиев, 1961) выдвинули гипотезу, предполагающую образование игнимбритов вследствие вскрытия кровли огромных батолитов. Такой обширной «площадной экструзией» представлены, по мнению Дели, классические сваренные туфы Йеллоустонского парка.

Для объяснения пирокластической природы игнимбритов Ритман (Rittmann A., 1963) разработал концепцию механизма игнимбритовых извержений, исходя из представлений о перетекающих через край кратера «палящих тучах». Он анализирует процесс взрывной дегазации извергаемой магмы на примере идеальной модели. В этой модели дегазация очень вязкой магмы характеризуется следующими четырьмя состояниями (снизу вверх): 1) гипомагма – гипогенный расплав с молекулярно рассеянными газами, 2) пиромагма – газовые пузыри в расплаве, 3) двойное пространство – остов расплава с непрерывной газовой фазой, 4) палящее облако – суспензия частиц расплава в раскаленных газах (рис. 19).

Магма проходит эти четыре состояния по-разному, в зависимости от ее вязкости. При очень вязкой магме расплав оказывает значительное сопротивление расширению газовых пузырей, вследствие чего газовое давление становится больше гидростатического давления нагрузки. Так как взрывной уровень очень вязких магм расположен близко к поверхности, то цепная реакция разрыва газовых пузырей оказывается возможной лишь в самой верхней части магматической колонны. При этом достигается третья стадия развития (двойное

пространство) и происходит эксплозивное выделение газов, разрыв остова расплава и образование палящей тучи.

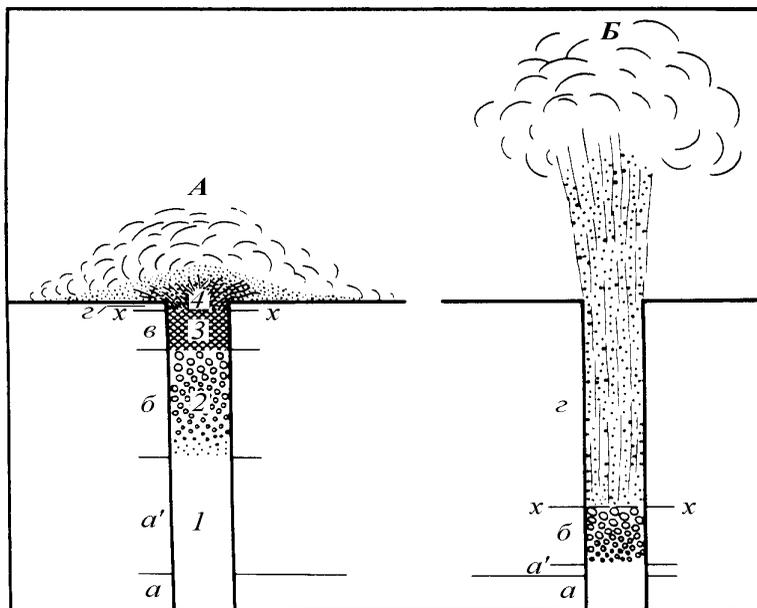


Рис. 19. Сравнение механизма образования переливающихся палящих (А) и пепловых извержений (Б) (Rittmann А., 1963).

х-х – эксплозивный уровень; а – гипомагма, газы молекулярно рассеяны, ненасыщены; а' – перенасыщенная гипомагма, в которой высокая вязкость препятствует образованию пузырьков, т.к. $\pi > P$; б – пироматма со свободными газовыми пузырьками, перенасыщенная; в – двухфазная система, в которой жидкая и газообразная фазы непрерывно и взаимно проникают одна в другую; г – «палящая туча», пепловая суспензия из вязких частиц (\pm кристаллических) в раскаленных газах. Наблюдается неглубокое залегание х-х для очень вязких магм (переливающиеся палящие тучи) в противоположность глубокому залеганию х-х в жидких магмах (пепловые извержения), при которых стадия «в» не развивается и жерло действует как пушечный ствол.

Существенное уменьшение массы газов, извергаемых через поверхность в определенный интервал времени, а также обилие обрывков расплава и кристаллокластов в этой массе делают невозможным подъем палящей тучи на большую высоту. К тому же небольшая глу-

бина взрывного уровня исключает подчинение палящей тучи влиянию жерла как ствола пушки. Палящая туча в этом случае устремляется не вверх, а стекает во все стороны как жидкость. В такой переливающейся через край палящей туче обрывки лавы выделяют газы и потому поддерживаются во взвешенном состоянии, образуя исключительно подвижную и быстро растекающуюся суспензию (пепловый поток). Именно из подобного рода туч, как считает Ритман, возникают типичные игнимбриты со спекшимися обрывками стекла (фьямме) и кристаллокластами.

Так как образование этим путем больших масс игнимбритов в ограниченное время через центральный канал невозможно, Ритман предполагает, что крупные игнимбритовые потоки образуются при трещинных извержениях. Именно сочетание кольцевых трещин с полями игнимбритов и кальдерами, что представляет типичную природную картину, Ритман рассматривает как наглядный пример генетических связей между этими, на первый взгляд, разнородными явлениями.

5.2.2. Породы уплотненные и сцементированные гидрокимически

Туфы представляют собой отложение пеплопадов и образуют наиболее разнообразную группу вулканокластических пород и характеризуются различными текстурно-структурными особенностями и вещественным составом, изменяющимся от риолитового до меймечитового. Размерность пирокластического материала колеблется в очень широких пределах, что обуславливает различные области осаднения и возможность выделить три группы туфов: грубообломочные, псефитовые и пепловые, образование которых связано с определенными типами извержений (табл. 14).

Как видно из таблицы, туфовые отложения являются продуктом оловой дифференциации материала. При этом для них устанавливается тенденция к уменьшению их мощности и уменьшению крупности частиц в направлении ветра. В идеальном случае состав пирокластики, размер зерен и мощность отложений взаимосвязаны и систематически изменяются по направлению ветра. Большие количества пепла могут переноситься по воздуху на значительные расстояния и отлагаться на стабильных платформах на суше или в водоемах. Они были отмечены в геологических разрезах континентов на площади от $7,8 \times 10^5$ км² до $10,4 \times 10^5$ км² (Петтиджон и др., 1976).

Условия образования туфов

Структурная разновидность	Размер обломков (мм)	Область накопления пирокластики	Тип извержения
Туф грубообломочный: агломератовый глыбовый агломератовый	> 200 50-200	Вулканическая постройка и прилегающие участки	Гавайский Стромболианский Вулканский
Туф псефитовый: лапиллиевый мелколапиллиевый	10-50 2-10	Подножье вулкана и прилегающие участки	Стромболианский Вулканский Плинианский
Туф пепловый: псаммитовый алеуритовый пелитовый	0,1-2 0,01-0,1 < 0,01	Удаленные (до сотен км) от вулкана области. При ослаблении эксплозивной деятельности – вблизи вулканической постройки	Характерны для всех типов извержения

Грубообломочные туфы характеризуются отсутствием сортировки материала и могут обладать грубой слоистостью, являющейся следствием изменения силы вулканических взрывов. Обломочный материал не имеет следов транспортировки и представлен фигурными обломками, угловатыми глыбами, бомбами типа «хлебной корки», обломками пористых шлаков.

Псефитовые туфы также состоят преимущественно из обломков пород (литокластов), но в наиболее мелких разностях могут присутствовать обломки стекла (витрокласты) и кристаллов (кристаллокласты). Форма обломков фигурная (крупных), угловатая.

Пепловые туфы в одинаково больших количествах сложены ювенильными обломками эффузивных пород, обломками кристаллов, вулканического стекла и по структурным особенностям подразделяются на литокластические, кристаллокластические, витрокластиче-

ские, а также смешанные, состоящие примерно в равных количествах, из обломков разного агрегатного состояния (литокристаллокластические, кристалловитрокластические и др.). Для пепловых туфов устанавливается зависимость между размером, агрегатным состоянием и вещественным составом пирокластики. В частности, пелитовые туфы чаще всего имеют витрокластическую структуру и риолитовый состав, а псаммитовые – литокластическую структуру и базальтовый состав. Ювенильный пирокластический материал обладает специфическим строением, описание которого было приведено в главах 2 и 3.

Цементация туфов происходит в результате спрессовывания, уплотнения угловатых, крючковатых обломков пирокластики. Это более характерно для молодых вулканогенных обломочных образований. Широко распространен гидрохимический способ цементации за счет разложения мелких обломков стекла и превращения их в опалово-глинистую, хлоритовую, цеолитовую и иногда кальцитую массу. Реже цементация осуществляется хемогенным или глинистым материалом, привносимым грунтовыми водами. Также возможна цементация минералами возгонов фумарол или за счет разложения пепла под влиянием этих возгонов. При исследовании постэруптивных процессов БТТИ выявлена цементация грубообломочного шлакового материала в верхних частях вулканических конусов возгонами опала, тридимита, гематита, магнетита, гипса, ангидрита, серы, хлоридов и сульфатов меди и др.

Ксенотуфы – это пирокластические породы, содержащие до 50 % чуждого и (или) резургентного материала, представленного обломками пород и минералов, отличных от ювенильного материала по ассоциациям и петрографическому составу. Его можно разделить на три группы: 1) материал предыдущих извержений данного вулкана – резургентный, на долю которого приходится основной объем обломков; 2) материал фундамента вулкана (изверженные, осадочные и метаморфические горные породы); 3) глубинные ксенолиты (эклогитовые и перидотитовые горные породы). Для чуждого материала характерны признаки температурного воздействия – покраснение, вспучивание поверхности, появление зон закалки, оплавления и даже переплавления.

В работах Е.В. Малеева (1963, 1965) описан разнообразный состав чуждых обломков (туфы, граниты, глинистые сланцы, аргиллиты, зерна кварца, полевых шпатов), степень изменения которых весьма различна. В частности указывается полное переплавление обломков гранитов и кислых туфов в пемзу со множеством промежуточных изме-

нений. Обломки кварца, полевых шпатов обычно оплавлены, окислены до красно-бурого цвета, а при более сильном изменении они становятся изотропными.

Способы цементации ксенотуфов такие же, как и у других пирокластических пород: уплотнение, гидрохимическая цементация, спекание. Отмечается широкое распространение цементации спекания, характерной для спекшихся ксенотуфов, представляющих собой основные продукты катмайских извержений.

Образуются ксенотуфы при извержениях фреатического, катмайского, плинианского типов, в ходе которых на дневную поверхность выносятся большое количество обломков пород фундамента вулкана и вулканических пород предыдущих извержений, слагающих его постройку. Кроме того, первые взрывы извержений различного типа также дают большое количество чуждого материала. Обычно ксенотуфы слагают основание вулкана, располагаясь вблизи центров извержения.

Грубообломочные фреатические образования прикратерной части вулканов, содержащие более 50% (до 100%) резургентного материала предложено называть *эруптивными брекчиями* (Классификация ..., 1962).

5.3. Осадочно-вулканокластические породы

Туффиты (ортотуффиты) состоят из вулканического материала с примесью осадочного (до 50 %) и формируются в водных, реже в наземных условиях. Примесь осадочного материала, отлагающегося одновременно с пирокластическим, может быть терригенной, биогенной, хемогенной.

Перемешивание терригенного и пирокластического материала в любых пропорциях происходит постоянно во всех областях современного вулканизма, где накапливаются смешанные осадочно-вулканокластические и вулканокласто-осадочные породы в дельтах рек, в прибрежно-морских условиях, в озерах, в отложениях грязевых потоков, в ледниковых и водно-ледниковых отложениях. Многие извержения камчатских и курильских вулканов рассеивают пепел в океане на удалении 500-700 км; действующие подводные вулканы взмучивают при извержениях донные осадки, которые также смешиваются со свежей пирокластикой.

Примесь хемогенного материала в туффитах также весьма распространена и разнообразна. Она может быть представлена карбонатами

(известковые туффиты Саяно-Алтайской складчатой области), кремнеземом (кремниевые туффиты Урала), окислами железа (гематитовые туффиты Юго-Восточного Алтая), серой (серные туффиты кратерного озера вулкана Эбеко на острове Парамушир), природными солями (соляные туффиты Закарпатья).

Биогенная примесь обычно представлена растительным детритом или остатками кремниевой органики. Обломки древесины смешиваются с пирокластикой, чаще всего, при проходе грязевых потоков (лахаров) по склонам и предгорьям вулканов, заросших лесом, кустарником. Биогенный материал часто присутствует в пепловых витрокластических туфитах риолитов, при накоплении которых в морских условиях отмечается развитие кремнеизвлекающей органики (диатомовых водорослей, радиолярий, кремниевых губок), имеющей характерное строение скелетов опалового состава.

Нормально-осадочная примесь имеет диагностические признаки, позволяющие отличать ее от пирокластики. Терригенные обломки пород, минералов характеризуются несоответствием ассоциаций и наличием окатанности. Обломки пород, даже близкого петрографического состава к ювенильным литокластам, обычно отличаются большей степенью выветрелости. Но чаще всего в качестве примеси присутствует неродственный полимиктовый обломочный материал. Обломки кристаллов осадочного происхождения представлены, главным образом, окатанными зернами кварца и полевых шпатов. При этом терригенный кварц часто имеет мозаичное, облачное погасание, полевые шпаты пертитизированы.

В некоторых случаях органические остатки можно спутать с обломками вулканического стекла (витрокластами), но показатель преломления опала (1,460) меньше, чем у самого низкопреломляющего стекла (см. главу 3). Кроме того, панцири диатомовых водорослей, радиолярии, спикулы губок отличаются от витрокластов формой и скульптурным рисунком: округлостью, наличием центральных канальцев, присутствием шипиков, сетчатостью. Хемогенная примесь туффитов характеризуется микрозернистым строением, резко отличающимся от пирокластики минеральным составом и часто является цементом.

Цементация туффитов также, как и в туфах осуществляется за счет уплотнения обломочного материала или гидрохимического разложения вулканического стекла. Кроме того, цементом может быть терригенная примесь глинистого вещества и хемогенная примесь карбонатного, кремниевого (обычно в отложениях палеозоя) состава.

6. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ

Многие типы вулканогенных образований и вулканогенно-осадочных отложений широко развиты в современных вулканических областях, что позволяет рассматривать их в качестве естественных лабораторий, в которых можно изучать течения вулканических и других геологических процессов. Здесь доступны наблюдению генетически разнородные группы горных пород и отложений, связанные с процессами внедрения и излияния лав, эксплозиями и последующей седиментацией рыхлого пирокластического материала в областях развития горного рельефа, прибрежных равнин, морских заливов, озерных котловин и т.д.. Особенно показательны, в этом отношении, детальные и всесторонние изучения вулканических извержений последних десятилетий (вулканы Безымянный – 1956, Шивелуч – 1965, БТТИ – 1975-1976 гг.) и сопутствующих им процессов формирования вулканитов различных генетических типов.

Генетические типы и фации вулканогенных обломочных пород достаточно подробно освещены как в монографических работах (Ботвинкина, 1974; Краевая, 1977; Малеев, 1975, 1975а, 1980, 1982; Лучицкий, 1985), так и в отдельных публикациях (Малеев, 1969; Фролов, 1981 и др.).

Под генетическими типами обычно понимают образования, возникшие в результате определенного эндогенного или экзогенного геологического процесса или его модификации в тех или иных условиях. Генетический тип вулканитов обычно определяется генезисом, условиями залегания, морфологией тела, текстурой, структурой, химическим составом и петрографо-литологическими особенностями.

В соответствии с тремя формами вулканизма (эффузивной, эксплозивной и гидротермальной), предложено выделять три группы аналогичных генетических типов вулканических образований (Фролов, 1981). Одновременно с вулканической деятельностью происходит перетложение продуктов вулканизма гравитационным путем, ветром, водой, в результате чего рядом с собственно вулканическими формируются вулканогенно-осадочные образования. Среди вулканитов намечается три генетических ряда: вулканический (лавы, экструзии, некки, жилы); осадочно-вулканический (лавокластиты, гиалокластиты, туфы, гидротермальные образования); вулканогенно-осадочный (тефроиды, орто- и паратуффиты) (табл. 15).

Таблица 15
Генетические типы вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (Фролов, 1981)

		Р я д			
Группа	1. Вулканический	2. Осадочно-вулканический	3. Вулканогенно-осадочный		4. Экзогенно-осадочный
			а. переотложенные накопления	б. смешанные накопления	
I. Эффузивная	1. Эжструзии. 2. Некки. 3. Лавовые потоки.	1. Лавокластиты. 2. Гиалокластиты.	Эоловые. Коллювиальные. Проловиальные. Аллювиальные. Прибойные. Флювиально-морские. Турбидиты и др.	Эоловые. Коллювиальные. Проловиальные. Аллювиальные. Прибойные. Флювиально-морские. Турбидиты и др.	Эоловый. Коллювий. Проловий. Аллювий. Озерные отложения. Лагунные отложения. Болотные отложения. Прибойные отложения. Флювиально-морские отложения. Коллювиально-морские отложения. Турбидиты. Ледниковые отложения и др.
II. Эксплозивная	1. Трубки взрыва. 2. Кластические дайки.	1. Пирокластические потоки. 2. Шлаковые конуса. 3. Тефровые туфы. 4. Туфы из резургентного материала.			
III. Гидротермальная	Жилы гидротермальные.	1. «Вулканический элювий». 2. Гидротермальные отложения.			

По мнению И.В. Лучицкого (1985), известные в настоящее время генетические типы вулканогенных образований должны быть разделены не на три, а на четыре группы: корневые, лавовые, пирокластические и метасоматические. Предложенное деление учитывает главные черты вулканических процессов, формирующих основные типы горных пород: процессов интрузивных, эффузивных, эксплозивных и фумарольно-сульфатарных. Корневые генетические типы являются интрузивными образованиями, лавовые – продуктами излияния, пирокластические – результатом эксплозий, а метасоматические – возникают под влиянием фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельности. Внутри каждой из выделенных генетических групп также предлагается более дробное деление. К корневой зоне относятся экструзивные, жерловые и субвулканические генетические типы. Пирокластическая группа включает отложения разнообразных генетических типов: агломератовые, туфовые, пирокластических потоков, лахаровые, агглютинатовые и игнимбритовые. Главными генетическими типами метасоматической группы считаются пропилитовые и вторично-кварцитовые.

Выделение тех или иных генетических типов вулканитов определяется многими факторами: геодинамическим режимом области вулканизма, типом извержения, типом вулканической постройки и зоной накопления отложений (Малеев, 1980). К настоящему времени наиболее изученными являются типы вулканитов орогенного вулканизма, где в зависимости от типов извержений в различных зонах вулканических построек (кратерной, прикратерной, промежуточной, удаленной) формируются вулканиты различного типа (табл. 16).

6.1. Кратерная зона

Вулканические обломочные образования кратерной области распространены ограничено. Здесь выделяют: обвальные брекчиевые лавы (лавобрекчии) и эксплозивные глыбовые агломераты экструзивных и протрузивных куполов; брекчиевые лавы, кластолавы и глыбовые агломератовые туфы вулканических некков; кратерно-озерные отложения.

Лавы брекчиевые (лавобрекчии) и глыбовые агломераты экструзивных и протрузивных куполов образуются при постоянном обрушении купола, сопровождающим его рост.

Таблица 16

Основные вулканические образования наземных построек и прилегающих областей различных типов извержений

Типы извержений	Зоны вулканических построек			
	Кратерная	Прикратерная	Промежуточная (склон и подножие вулкана)	Удаленная (области, прилегающие к подножию вулкана)
1	2	3	4	5
Гавайский	Лавовые и сложные неки. Лавобрекчии, кластолавы.	Волнистые, мелкоглыбовые (аа) и наземные подушечные лавы. Тефра грубая (шлак, фигурные бомбы). Агглютинаты, псевдоагглютинаты, «волосы Пеле», туфы агломератовые.	Волнистые и мелкоглыбовые лавы. Тефра крупно-среднеобломочая, кристаллолапилли. Туфы лапиллиево-псаммитовые.	Волнистые, мелкоглыбовые лавы. Туфы пепловые, пизолиитовые.
Стромболианский	Лавовые и сложные неки, лавовые купола. Лавобрекчии, кластолавы.	Глыбовые и редко наземные подушечные лавы. Шаровые агломераты, тефра грубая (шлак, фигурные бомбы). Агглютинаты, псевдоагглютинаты, туфы агломератовые, ксенотуфы.	Глыбовые лавы, лавовые бескорневые купола. Тефра крупно-среднеобломочная, туфы лапиллиево-псаммитовые. Вулканический коллювий, коллювиально-пролювиальные и пролювиальные (тефроиды лахаровые, «сухих рек») отложения. Отложения сейсмостектонических обвалов.	Глыбовые лавы (редко). Тонкие прослои мелко- и тонкообломочной тефры. Туфы пепловые, пизолиитовые, туффиты. Вулканогенные пролювиальные отложения (тефроиды слоистые).

1	2	3	4	5
Вулканский	Сложные некки, лавовые и экструзивные купола. Лавобрекчии, кластолавы.	Крупноглыбовые лавы санторинского типа. Тефра грубообломочная (угловатая). Туфы агломератные, ксенотуфы.	Латеральные экструзивные купола. Тефра крупно-среднеобломочная, туфы лапиллиево-псаммитовые. Вулканический коллювий, отложения коллювиально-пролювиальные, пролювиальные (тефроиды лахаровые, «сухих рек»), сейсмо тектонических обвалов и ледников.	Тонкие прослои мелкообломочной тефры, туфы пепловые, пизолитовые, туффиты. Вулканогенные пролювиальные (тефроиды слоистые), пролювиально-аллювиальные (вулканотерригенные, вулканокласто-осадочные породы) отложения. Флювиогляциальные отложения.
Плинианский	Протрузивные купола. Брекчиевые лавы обвальные.	Протрузивные купола. Тефра грубообломочная, пемза. Туфы агломератные, ксенотуфы	Латеральные протрузивные купола. Тефра крупно-среднеобломочная, пемза. Туфы лапиллиево-псаммитовые.	Тефра тонкообломочная, туфы пепловые, пизолитовые, туффиты.
Катмайско-безымянный	Экструзивные и протрузивные купола. Лавобрекчии.	Экструзивные и протрузивные купола. Лавобрекчии, глыбовые агломераты раскаленных лавин.	Латеральные экструзивные купола. Отложения направленных взрывов, агломератных пирокластических потоков. Тефра крупно-среднеобломочная, лахары.	Отложения игнимбитовых пирокластических потоков, тефра тонкообломочная, туфы пепловые, туффиты. Тефроиды слоистые, лахары.
Пелейский	Протрузивные купола. Брекчиевые лавы (лавобрекчии) обвальные.	Протрузивные купола. Лавобрекчии обвальные.	Латеральные протрузивные и экструзивные купола. Отложения палящих туч (лапиллиево-псаммитовые).	Отложения палящих туч (пепловые), тефра тонкая, туфы пепловые, туффиты, лахары.

Подобные грубообломочные отложения накапливаются в настоящее время по периферии купола Новый, образовавшегося в кальдере вулкана Безымянного после катастрофического извержения 1956 года. Обрушение купола связано с неравномерным ростом его отдельных блоков (обвалы лавобрекчии) и с периодическими взрывами внутри купола, рождающими раскаленные лавины, которые отмечались в начальный этап формирования купола (эксплозивные глыбовые агломераты) (рис. 21).

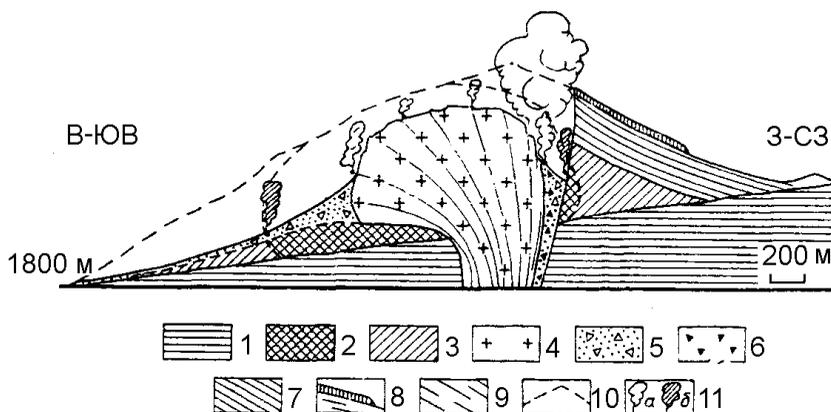


Рис. 21. Купол Новый вулкана Безымянного (Борисов, Борисова, 1974). 1 – фундамент; 2 – остатки старого купола; 3 – брекчия разрушенного старого купола; 4 – молодой растущий купол; 5 – лавобрекчия обвальная; 6 – глыбовый агломерат эксплозивный; 7 – стратовулкан; 8 – лавовый поток; 9 – трещины блоковых подвижек в теле купола; 10 – контур вулкана до извержения; 11 – фумаролы: а) в куполе вулкана, б – в осыпной брекчии.

В результате подобных взрывов выбрасывается раскаленный ювенильный материал, формирующий грубообломочные отложения раскаленных лавин, протяженность которых чаще всего ограничивается первыми сотнями метром, но большинство лавин доходит до края кратера и может достигать даже первых километров. В этом случае это уже будут отложения прикратерной или промежуточной зоны. Независимо от способов образования, обвального или эксплозивного, на контактах выжимаемых блоков и у подножия купола формируется полоса грубообломочного материала, наиболее крупные обломки которого могут иметь объем в несколько кубических метров, а иногда более 10 м^3 . По мере непрерывного (1956 г.) и периодического (1957-1962 гг.) роста купола Новый агломератовая мантия у его подножия

тоже постепенно увеличилась как в диаметре (от 620 до 800 м), так и по высоте (от 180 до 350 м) (Горшков, Богоявленская, 1965).

Классическим примером образования лавобрекчий экструзивных куполов можно считать грубообломочные отложения вокруг купола Суелич вулкана Шивелуч (Камчатка), рост которого происходил с 1944 по 1950 г. В первые месяцы рост был довольно быстрым и к сентябрю 1946 г. высота купола достигала 300-400 м. На его вершине отмечалось выжимание лавы в виде игл, башен, столбов, утесов то по одиночке, то целыми группами. Скорость роста блоков варьировала от 1 до 15 м в сутки, при этом отдельные иглы достигали высоты 100 м при ширине до 70 м (Меняйлов, 1955). Медленное выдавливание этих экструзий сопровождалось появлением на их поверхности трещин, разломов затвердевшей лавы и обрушением отрывающихся глыб, которые накапливались у подножия купола. На контактах экструзивных блоков образовались зоны брекчиевых лав мощностью 2-4 м, состоящие из угловатых обломков размером 10-20 см в поперечнике.

О.Б. Борисов, Н.В. Борисова (1974) различают пять типов вулканических куполов, становление которых сопровождается эксплозивными явлениями и образованием грубообломочных вулканитов кратерной зоны (рис. 22).

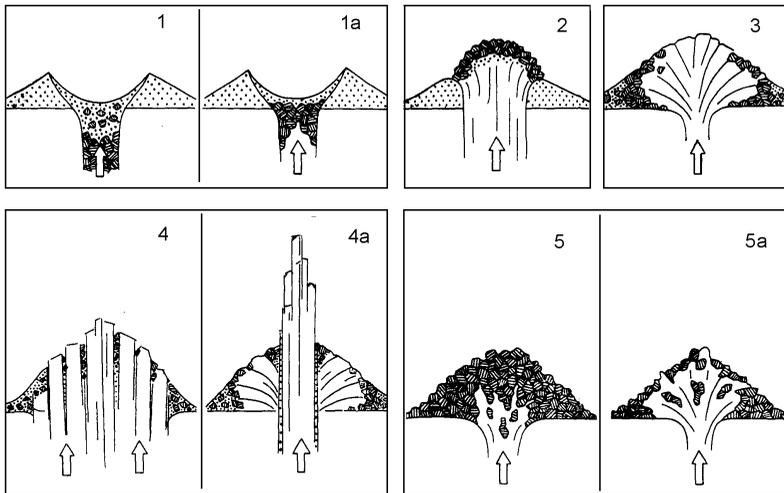


Рис. 22. Типы вулканических куполов (Борисов, Борисова, 1974).

1, 1а – купол взрыва с воронкой в экструзивной лаве заполненной пирокластикой; 4, 4а – обелиск (игла) с милонитовым чехлов; 2 – купол-пробка с брекчиевым чехлом; 5, 5а – глыбовый купол автобрекчированный; 3 – купол напора (подъема) с мощной брекчиевой корой.

Глыбовые агломератовые туфы вулканических некков. Некки представляют собой трубообразные тела, уходящие к магматическим очагам, диаметр которых варьирует в широких пределах: 20-40 м у шлаковых конусов до 100-300 м и 1,5 км у крупных стратовулканов. По генезису они подразделяются на первичные и вторичные. Последние образуются при повторном прорыве первичного некка, после длительного перерыва, новыми порциями лавы, часто иного состава. По строению различают лавовые, вулканокластические и сложные некки, в составе которых, в тех или иных количествах, отмечается вулканогенный обломочный материал. Лавовые некки обычно сложены монолитной лавой или лавобрекчией, которая к поверхности часто переходит в кластолаву за счет насыщения обломками прорываемых боковых пород, а затем в агломератовый туф. Вулканокластические некки образуются при дроблении газонасыщенного расплава в верхних частях подводющего канала. Крупность обломков, также как и размеры вулканической колонны, варьируют в широких пределах. Образование данного генетического типа характеризуется специфическими особенностями строения: трубообразная форма некков; отсутствие сортировки и слоистости; резко угловатая форма обломков и отсутствие фигурных форм, характерных для вулканических бомб; наличие в приповерхностных частях некков пустот между обломками, в которых часто отлагаются гидротермальные минералы.

Сложные некки обычно имеют многослойное строение и по мнению Е.Ф. Малеева (1980) образуются значительно чаще, чем простые. В качестве примера типичного сложного некка с диаметром около 30 м он приводит описание останца небольшого вулкана Закарпатья. Здесь отмечается, в верхней части некка, четырехслойное строение. Плотные андезибазальты постепенно кверху переходят в сильно трещиноватые и становятся все более пористыми. С увеличением количества трещин обособляются отдельные глыбы: вначале – крупные, а затем – более мелкие и андезибазальт переходит в **брекчиевую лаву**. Выше отмечается увеличение промежутков между угловатыми глыбами и обломками, которые заполняются сильно пористой лавой, цементирующей глыбы плотного андезибазальта, что позволяет определять эти породы как **кластолавы** третьего слоя. Ближе к поверхности цементирующая пористая лава тоже дробится, превращаясь в обломочную массу и, в конечном итоге, образуется **глыбовый агломератовый туф**, состоящий из угловатых обломков размером 0,2-0,5 м с псаммитовым наполнителем и гидрхимическим цементом.

Ископаемый вулканический конус обязательно имеет некк, а иногда и ряд некков (центральный, периферические), которые обнаруживают характерные черты взаимоотношения с окружающими вулканогенными породами.

Кратерно-озерные отложения (кальдеро-озерные) отложения. Представлены туффитами, тефроидами и вулканотерригенными породами в зависимости от материала, за счет которого они формируются. Это может быть взрывчатая пирокластика, тефра или обломочный материал, образующийся при разрушении стенок кратера (кальдеры) или шлаковых конусов (приложение, фото 1). По периферии кратерных озер, за счет эндогенных эманаций и гидротерм, отлагается сера, гипс, опал, каолинит, барит и др. Для кратерно-озерных отложений характерно линзообразное залегание, цикличность, наличие хемогенных цементов и тонкослоистых хемогенных осадков, пестрота литологического состава и фациальная изменчивость (Малеев, 1977).

6.2. Прикратерная зона

В прикратерной части вулканов формируются экструзивные, лавовые, пирокластические и фумарольно-сульфатарные генетические типы при явном преобладании пирокластических образований, представленных пеплово-лапиллиево-бомбовой тефрой, агломератами, туфами агломератовыми, агглютинатами, псевдоагглютинатами, ксенотуфами. Типичны глыбовые агломераты и агломератовые туфы раскаленных лавин. В меньших количествах в этой зоне могут накапливаться грубообломочные отложения направленных взрывов и агломератовых пирокластических потоков, которые более характерны для склонов и подножия вулканов и будут рассматриваться при характеристике отложений промежуточной зоны.

Эффузивно-обломочные породы прикратерной зоны представлены глыбовыми лавами потоков. Породами-индикаторами прикратерной зоны, фиксирующими близость очага извержения (жерловины вулкана), считаются агглютинаты, псевдоагглютинаты и ксенотуфы.

Тефра прикратерной зоны весьма разнообразна, представлена преимущественно вулканическими бомбами, облик которых различен для разных типов извержений, а также шлаками различной пористости и, в меньших количествах, лапиллиево-пепловым материалом. Отлагающийся здесь взрывчатый материал обычно не сортирован, хотя при стромболианских извержениях образуются слоистые тефровые отложения прикратерной зоны, что обусловлено различной интенсив-

ностью взрывной деятельности вулкана (приложение, фото 6). Для отложений грубообломочной тефры характерно довольно стабильное содержание обломков крупнее 2 см (в среднем 30-50 %) и равномерное их распределение по всей массе пирокластического материала. Залегание слоев прикратерной тефры всегда наклонное, с углами до 45°.

Агломераты (агломератовые туфы) образуют неслоистые пласты, линзы мощностью до 8-10 м, фиксирующие мощные бомбопады, которые могут разделяться прослоями пеплового материала. Форма обломков агломератового материала обычно фигурная для основных лав гавайских, стромболианских извержений или бесформенная и угловатая при извержениях других типов. Петрографический состав обломков однороден. В пределах прикратерных зон вулканов агломераты часто переслаиваются с короткими лавовыми потоками.

Агглютинаты прикратерной зоны являются характерным генетическим типом отложений гавайских, стромболианских извержений и представляют собой скопления грубообломочной пирокластики основного состава, спекшейся в сплошную массу, но часто с хорошо выраженными фрагментами. В зависимости от вязкости лавы, агглютинаты состоят или из лепешкообразных деформированных обломков, или сохраняют свою первоначальную изометричную, шаровую, эллипсоидальную форму.

Псевдоагглютинаты являются вторично спекшимися туфовыми образованиями, возникшими при повторном разогреве пирокластики после прекращения взрывной деятельности. Подобные явления наблюдались в верхних частях конусов БТТИ, когда раскаленный ювенильный материал продолжал подсасывать кислород, что привело к окислительным реакциям и повышению температуры прикратерной тефры более чем до 500° С. Максимальное спекание и изменение пород наблюдается в верхней прикратерной зоне, а с глубиной степень спекания и окисления снижается, что отмечалось Е.Ф. Малеевым (1980) во многих разрушенных конусах побочных кратеров вулканов Алайд, Ключевского, на кратере Авачинского вулкана.

Ксенотуфы вулканических построек обычно имеют небольшую мощность, всегда приурочены к прикратерной зоне, что наблюдалось во многих разрезах вулкаников, образующихся при стромболианских, вулканических и гавайских извержениях, где ксенотуфы слагают нижние горизонты вулканических аппаратов. Это объясняется образованием ксенотуфов в начальную стадию формирования вулканов, когда сила взрывов относительно невелика и выносимый в значительных количе-

ствах чуждый (резургентный) материал отлагается совместно с ювенильным в прикратерной зоне. Наблюдениями за ходом БТТИ установлено, что в начальную стадию образования второго конуса Северного прорыва, менее чем за сутки, был сформирован горизонт ксенотуфов мощностью 10-30 м и протяженностью 200-300 м. В то же время плинианские извержения проявляются на разных этапах жизни вулкана и формируют горизонты ксенотуфов за счет резургентного материала, образующегося при расширении жерла вулкана, в любых возрастных частях вулканических построек.

При фреатических извержениях отмечается аналогичный плинианскому характер накопления грубообломочных отложений в прикратерной зоне, но они не являются ксенотуфами, так как содержат только резургентный материал разрушающегося водяными парами жерла вулкана и представляют собой эруптивные брекчии.

Отложения раскаленных лавин. Глыбовые агломераты (глыбовые агломератовые туфы) раскаленных лавин накапливаются не только в виде агломератовой мантии непосредственно вокруг куполов (рис. 23), но часто полностью заполняют кратер, доходя до его края.



Рис. 23. Глыбовые агломераты раскаленных лавин у подножия купола Новый вулкана Безымянного.

В то же время отдельные мощные раскаленные лавины растущих экстрезивных куполов могут спускаться по склонам на расстояние до

3-4 км от куполов. Движение подобных лавин полностью контролируется отрицательными формами рельефа. Максимальная их ширина около 500 м при средней мощности агломерата 3-4 м.

Основная часть агломератов раскаленных лавин вулкана Безымянного была сформирована в стадию периодического роста купола Нового (1957, 1962 гг.). Большинство лавин этого периода имели протяженность не более километра, заполняли кратер и постепенно засыпали купол, который при высоте 480 м только на 70-80 м возвышался над мощной агломератовой мантией. В отдельные дни лавины скатывались непрерывно в течение нескольких часов. В частности, 22 июня 1961 г. это продолжалось 4 часа с интервалами 10-15 до 40 мин: «Все лавины начинались в одном и том же пункте почти у самой вершины купола. Рождение лавин было почти бесшумным: где-то у вершины купола на центральной части появлялась огненная россыпь глыб красного каления, которая спускаясь по склону купола, ширилась, росла, напоминая теперь уже поток раскаленной лавы. По мере скатывания лавины появлялся и все более нарастал характерный грохот обвала. В первые два часа наблюдений вслед за образованием одной лавины через несколько секунд появлялась вторая, а иногда и третья. Лавины, которые спускались почти одновременно, покрывали сплошным огненным плащом весь купол и почти всю видимую часть кратера» (Горшков, Богоявленская, 1965).

Агломератовый материал раскаленных лавин представляет собой хаотическую смесь обломков лавы аналогичных по составу породам купола и пеплам вулканических взрывов. Петрографический состав обломочного материала очень однороден: более 90 % обломков представлен одной и той же породой, что характерно для агломератов раскаленных лавин, образующихся при любых типах извержений.

Агломераты и агломератовые туфы раскаленных лавин во многом напоминают отложения агломератовых пирокластических потоков (табл. 17), в то же время их небольшая мощность и протяженность не позволяют приобрести им многие свойства, присущие пирокластическим потокам. Отличительной чертой раскаленных лавин является своеобразная сортировка материала по крупности: на поверхности раскаленных лавин по бокам и во фронтальной части образуются валы высотой до 0,5-1 м, сложенные более крупными обломками (рис. 24). Кроме того, крупные обломки раскаленных лавин практически не огражены, а заполнитель содержит только пепловый алевропелитовый материал.

Таблица 17

Эксплозивные грубообломочные отложения промежуточной и прикратерной зон

Отличительные макропризнаки отложений	Промежуточная зона		Прикратерная зона
	Раскаленные лавины (глыбовые агломераты, агломератовые туфы)	Пирокластические потоки (агломератовые туфы)	Направленные взрывы (агломератовые ксенотуфы, эруптивные брекчии)
1	2	3	4
Характер залегания	Развиты ограничено в виде агломератовых мантий вокруг экструзивных куполов. Прослеживаются в виде коротких потоков. На подстилающий рельеф налегают без деформации с обжигом дернины и растительности	Приурочены к отрицательным формам подстилающего рельефа, на который налегают без деформации последнего с обжигом дернины и растительности (нередко содержат обугленную древесину)	Подстилающему рельефу не подчиняются. Подошва отложений крайне неровная с перепадами высот до 100-150 м. Отложения в плане имеют форму сектора с вершиной в месте взрыва. Во фронтальной части образуется вал из глыбового материала
Слоистость	Грубая слоистость в связи с наложением друг на друга нескольких лавин	Параллельная линзовидная слоистость, обусловленная наложением друг на друга порций материала различной крупности, и присутствием редких линз чуждых обломков	Неслоистые

Продолжение табл. 17

1	2	3	4
Отдельность	–	Характерна вертикальная столбчатая отдельность. Реже наблюдается пластовая отдельность. По трещинам вертикальной отдельности развиваются формы выветривания типа земляных пирамид	
Сортированность по гранулометрии	Характерна для материала каждой отдельно взятой порции	Отсутствует в отдельных порциях агломератовых туфов	Несортированные
Содержание обломков >2см (%) и его распределение	Грубообломочный материал сосредоточен в боковых валах. Содержание до 35%	Грубообломочный материал распределен равномерно. Содержание до 15-20%. В линзовидных обособлениях до 35%	Характерно гнездовое распределение грубообломочного материала. Содержание 30-80%
Максимальные размеры обломков и степень их оглаженности	Часты очень крупные угловатые глыбы (3-50 м) вблизи экстрезивных куполов. Оглаженность обломков не выражена	Не более 2,5 м. Обломки в подавляющей массе оглажены	До 10-15 м. Обломки в большинстве остроугольные
Характер заполнителя (материал <2,0 мм)	Заполнитель алевропелитовый, содержание около 30%	Заполнитель преимущественно псаммитовой размерности – 70-75%; алевропелитового материала – 10-30%	Повышенное содержание алевропелитового заполнителя – 15-40%

1	2	3	4
Степень однородности, петрографический состав	Однородны. Содержат >90% ювенильных слабопористых шлаков андезитов. Пористость обломков меньше, чем в агломератовых туфах пирокластических потоков	Однородны. Содержат 70-80% ювенильных пористых (шлаковидных) андезитов или пемз дацитового, риолитового состава	Неоднородны в связи с высоким содержанием резургентного материала. Петрографический состав разнообразный
Мощность	Одной раскаленной лавины 0,5-5 м	Одной порции отложений 1-40 м, сложного покрова агломератовых туфов до 100 м	Колеблется в широких пределах от 5 до 100 м для одного взрыва
Сходство и отличие с грубообломочными отложениями других генетических типов	Сходны с отложениями пирокластических потоков, но отличаются более угловатым и более крупным материалом и очень однородным петрографическим составом	Благодаря оглаженности обломков, сходны с ледниковыми образованиями, но резко отличаются однообразием состава ювенильных обломков	Сходны с ледниковыми и обвальными отложениями, но отличаются гнездовым распределением грубообломочного материала и наличием изометричных блоков (до 15 м) с ненарушенной первичной текстурой

Кристаллолапилли и «волосы Пеле» представляют собой редкие генетические типы вулканогенных обломочных образований, накапливающиеся в прикратерной зоне базальтовых вулканов с извержениями гавайского типа. Подобные образования описаны на Плоском Толбачике (Камчатка) (Кирсанов, Пономарев, 1974). Здесь «волосы

Пеле» накапливаются на расстоянии 200 м на кратере в виде рыхлых ватоподобных образований мощностью до 0,3 м, которые при литификации превращаются в своеобразные витрокластические туфы с комекластической микроструктурой. Маломощные горизонты тефры кристаллолапиллей (кристаллокластических туфов) часто состоят как из собственно ювенильной пироклаستيки, так и содержат некоторую примесь резургентных (ретрокластических) кристаллокластов, образующихся при многократном выбросе их из жерла вулкана. Такие кристаллолапилли имеют красный цвет за счет окисления при повторном разогреве в магматическом расплаве.

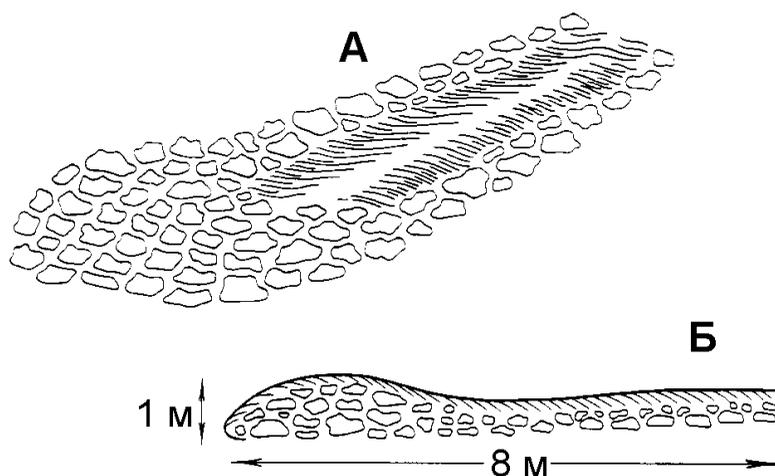


Рис. 24. Схематическая зарисовка отложений одной из раскаленных лавин у подножия купола Нового (Краевая, 1977).

А – план, Б – профиль. Характерно скопление крупных обломков по бокам и во фронтальной части отложений лавины.

Генетические типы вулканитов прикратерной зоны широко развиты и в шлаковых конусах, которые представляют собой сравнительно небольшие вулканические формы с отношением высоты конуса к диаметру равному $1/3 - 1/5$, что весьма близко к таковому для стратовулканов. Обычно их диаметр у основания не превышает 1,3-1,5 км, высота 300-350 м, а объем 0,8-1 км³. В среднем же эти параметры значительно меньше: высота – 60-100 м, диаметр – 200-300 м, объем – 0,1-0,2 км³. Такие конусы чаще всего располагаются на склонах крупных стратовулканов (вулкан Ключевской), но нередки случаи рассеи-

вания в пределах обширных депрессий, в частности, в депрессии Ключевского Дола на площади 49х90 км сосредоточено более 300 шлаковых конусов.

Среди шлаковых конусов в зависимости от характера вулканической деятельности при их формировании выделяют (Сирин, 1968): 1) рыхлые шлаковые конусы; 2) конусы с внутренним стержнем спекания; 3) конусы с лавовым стержнем.

Рыхлые шлаковые конусы, возникшие в результате чисто эксплозивных извержений, сложены *пеплово-лапиллиево-бомбовой тефрой (туфами)* с отчетливой периклинальной слоистостью и углами падения до 45°. Внутреннее строение частично эродированного шлакового конуса побочного прорыва Такетоми (вулкан Алаид, Курильские острова) характеризуется хорошо выдержанной слоистостью, благодаря различной крупности пирокластического материала (Малеев, 1982). Непосредственно возле кратера слои имеют падение к центру конуса под углом 20-30°, а уже в 50 м они приобретают обратное падение, достигая 40° на вершине конуса и постепенно выполаживаясь до 20-25° в его средней части. Ниже по склону углы падения равняются 8-15°, а у подножья слои лежат практически горизонтально. Мощность слоев пеплово-лапиллиевого материала вблизи кратера равна 10-20 см, в 200 м от кратера она уменьшается до 8-12 см, а в 400 м – до 2 см.

Стержень спекания шлаковых конусов второго типа образован спекшимися и сваренными шлаками и представляют собой *агглютинат*, состоящий из двух концентрических зон. Внутренняя зона обычно более однородная и не обнаруживает признаков первичной обломочной структуры, а во внешней зоне отчетливо устанавливаются границы между спекшимися обломками шлаков.

Более сложное строение имеют конусы с лавовым стержнем, который приурочен к жерлу вулканического аппарата. Здесь накапливаются вулканогенные обломочные породы двух генетических типов: с внешней стороны лавовый стержень обрамляется спекшимися шлаками (агглютинатами), которые дальше от центра постепенно сменяются полуспекшимися образованиями и рыхлой тефрой прикратерной зоны.

6.3. Промежуточная зона (склон, подножие вулкана)

Промежуточная зона характеризуется переслаиванием автохтонных и аллохтонных вулканитов при постепенном возрастании количества аллохтонного материала по мере удаления от центра извержения. Здесь широко развиты образования эксплозивной генетической груп-

пы: грубо-, крупно-, среднеобломочная тефра, грубообломочные отложения агломератовых пирокластических потоков, направленных взрывов и, частично, протяженных раскаленных лавин, агломератовые, пеплово-лапиллиевые туфы. Эффузивная группа представлена глыбовыми лавовыми потоками, которые могут пересекать промежуточную зону полностью (жидкие базальтовые лавы), бескорневыми куполами, латеральными экструзивными куполами. Переотложенные (аллохтонные) вулканогенно-обломочные генетические типы отложений имеют пролювиальное, колювиально-пролювиальное, ледниковое, водно-ледниковое и сейсмостектоническое обвальное происхождение.

Главной особенностью промежуточной зоны является накопление здесь значительного количества грубообломочных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, обладающих некоторым внешним сходством, что требует тщательных полевых и лабораторных исследований для диагностики отложений конкретного генетического типа.

6.3.1. Автохтонные вулканиты

Отложения направленного взрыва (эруптивные брекчии, агломератовые ксенотуфы) в заметных количествах накапливаются у подножия вулканов, практически не согласуясь с рельефом: они имеются на крутых склонах и выстилают днище долин, но в периферических частях полей взрывных отложений возможно «обтекание» ими препятствий. Подошва отложений крайне неровная, с большими перепадами высот (до 100-150 м). Главная масса резургентного грубообломочного материала направленного взрыва вулкана Шивелуч (извержение 1964 г.) отложилась на расстоянии 5-10 км от кратера, образовав сплошной покров общей площадью 98 км² при мощности первые десятки метров, а на отдельных участках 50-70 м (Горшков, Дубик, 1969). Наличие среди обломков крупных глыб льда, объемом 1-15 м³, является доказательством того, что резургентный материал был выброшен в холодном состоянии, а сформировавшиеся отложения представляют собой классическую эруптивную брекчию.

В целом, резургентный материал направленных взрывов занимает площади больше, чем это можно подчас оценить, т.к. наряду с грубым, в нем представлен более раздробленный тонко-мелко-среднеобломочный, относимый в удаленную зону. Так в результате направленного взрыва вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. мелкий раздробленный материал отложился на площади около 500 км², име-

ющий форму овала шириной 25 км при длине 30-32 км. Грубый же материал был выброшен к подножию вулкана на расстоянии 12-15 км от центра извержения, покрыв площадь около 7 км². Мощность отложений неравномерна – от нескольких до 40 метров. На контактах с подстилающим почвенно-растительным слоем обжига не отмечается.

Отложения подножия вулкана представляют собой глыбы и блоки агломератового туфа, глыбы андезитовых лав старой постройки вулкана и являются типичными резургентными. Обломки большей частью остроугольные и нередко образуют гнездовые скопления, что объясняется раскалыванием крупных глыб на части при падении. Характерно содержание крупных блоков до 10-15 метров в поперечнике.

Отложения направленных взрывов обладают довольно надежными диагностическими признаками (Малеев, 1975а): 1) залегание материала направленного взрыва на расчлененную поверхность склона и подножия вулкана; 2) залегание пластообразное длиной до десятков км, вытянутое в сторону взрыва и мощностью в несколько десятков метров; 3) материал резургентный, холодный, представляющий собой, главным образом, глыбы литифицированной прикратерной тефры, иногда слоистой с различной ориентировкой направления слоистости; 4) форма глыб агломератовых туфов и лав угловатая; 5) при разрушении блоков агломератового туфа преобладает грубообломочный материал; 6) сортировка, слоистость материала отсутствует; 7) в неразрушенных блоках агломератовых туфов сохраняются все диагностические признаки прикратерных образований.

Гнездовое распределение грубообломочного материала в отложениях направленных взрывов и наличие крупных (до 15 метров) изометричных блоков слаболитифицированных вулканокластических и вулcano-осадочных пород с ненарушенной текстурой (рис. 25) позволяет надежно отличать эти отложения от обвальных и ледниковых (табл. 17).

Отложения агломератовых пирокластических потоков характерны для вулканов, извержения которых начинаются с мощного направленного взрыва, ориентированного под углом 35-50° к горизонту. Типичные агломератовые пирокластические потоки образовались во время извержения вулкана Безымянного в 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965), Шивелуч в 1948-1950 гг. (Менялов, 1955) и в 1964 г. (Пийп, Мархинин, 1965). К образованиям этого же генетического типа относятся своеобразные агломератовые пирокластические потоки извержений вулкана Авачинского в 1926, 1938 гг, описанные Б.И. Пийпом (1946) и названные позже Е.Ф. Малеевым (1977) отложениями аг-

ломератовых потоков с пластичным грубообломочным материалом авачинского типа. В этих случаях извержения происходили из открытого кратера без предшествующего направленного взрыва.

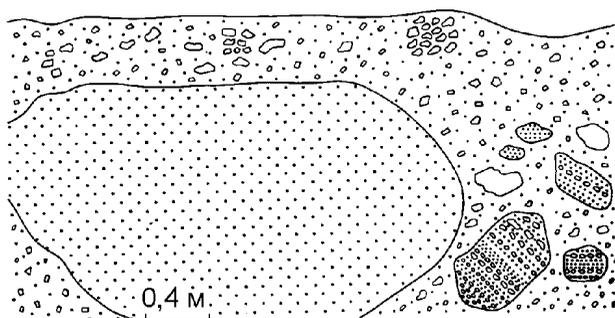


Рис. 25. Отложения направленного взрыва вулкана Шивелуч в периферической части его южного подножия (Краева, 1977).

В грубообломочном несортированном материале содержатся разномерные блоки слабоуплотненных песчаных и галечно-песчаных отложений «сухих рек» с ненарушенной субпараллельной слоистостью.

Наблюдения за извержениями, порождающими классические агломератовые потоки, показали, что сильно насыщенный газами ювенильный пирокластический материал выбрасывается вслед за направленным взрывом в образовавшуюся в вулканической постройке брешь и устремляется в пониженные части рельефа, частично перекрывая отложения направленного взрыва. Сильная газонасыщенность не дает возможность потоку отлагаться даже на пологих склонах с углами 2-3°. Заполняя неровности рельефа, поток приобретает ровную слабо-наклонную поверхность. Е.Ф.Малеев (1969) отмечает, «что по потокам Безымянному и Катмайскому спокойно можно было ездить на велосипеде», объясняя, что такое нивелирование неровностей рельефа возможно только в том случае, когда ювенильный материал содержит значительное количество мелкообломочной пироклаستيки.

Морфология агломератовых пирокластических потоков во многом определяется рельефом местности подножия вулканов. Обычно при длине потока 5-20 км его ширина достигает 50 км. При извержении вулкана Безымянного (1956 г.) образовался пирокластический поток длиной около 18 км и шириной 5-6 км в верхней его части (рис. 26).



Рис. 26. Схема распространения аллохтонных грубообломочных отложений вулкана Безымянного извержения 1956 г. (Мелекесцев и др., 1970).

1 – конус вулкана Безымянного; 2 – кратер, образовавшийся во время взрыва; 3 – экструзивный купол Новый; 4 – экструзивные купола голоценового возраста; 5 – лавовые потоки; 6 – отложения направленного взрыва; 7 – отложения пирокластических потоков; 8 – направления движения пирокластических потоков; 9 – отложения раскаленных лавин.

Суммарная площадь пирокластических потоков составила около 30 км². Пирокластический поток Шивелуча, извержения 1964 г., постепенно расширяясь от кратера, имеет треугольную форму площадью около 50 км² при длине 1-16 км (рис. 27). На схемах наглядно отражено распространение взрывных грубообломочных отложений различных генетических типов в пределах постройки и подножия вулканов.

С пирокластическими потоками часто связаны бескорневые вторичные фумаролы, источником питания которых являются эруптивные газы, захваченных мелкообломочной фракцией потоков, и остаточные газы крупных обломков, а также метеорные воды, проникающие к нагретым частям потоков. Наблюдениями за отложениями пирокластического потока вулкана Безымянного установлены на его поверхности сотни центров вторичных взрывов, представляющих собой своеобразные вторичные извержения, при которых выбрасывались тучи пепла. Пепел поднимался на высоту 0,5 км, высеиваясь по направлению ветра на протяжении 2-3 км. Нередко из таких пепловых туч сыпались *пизолиты*.

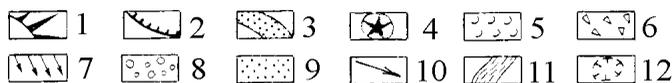
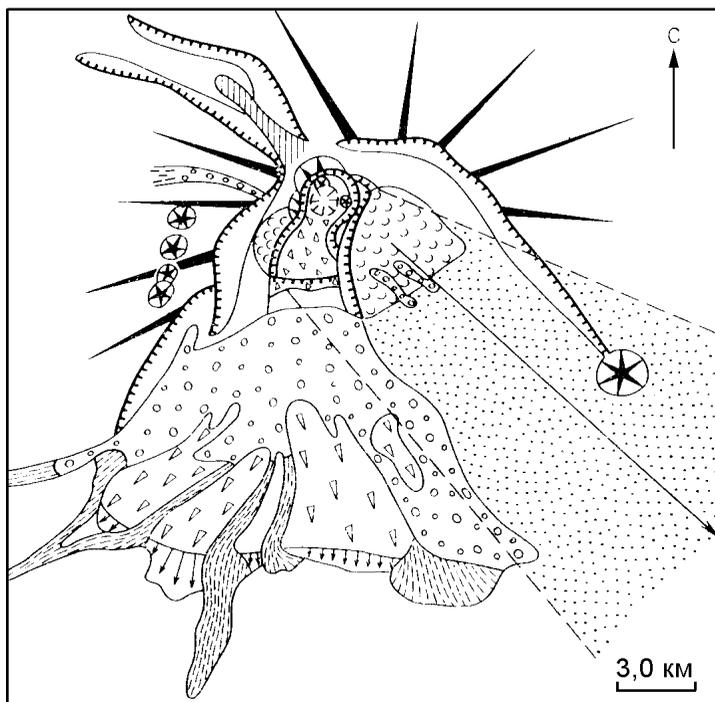


Рис. 27. Отложения вулкана Шивелуч, извержения 12 ноября 1964 г. (Горшков, Дубик, 1969).

1 – склоны вулканических построек; 2 – обрывы; 3 – ледник Тюшева; 4 – экструзивные купола; 5 – эффузивные купола; 6 – отложения направленного взрыва; 7 – перемещенные участки отложений направленного взрыва; 8 – пирокластические потоки; 9 – пемза и пепел, выпавшие из эруптивного облака; 10 – ось пеплопада; 11 – грязевые потоки; 12 – куполообразное возвышение на дне кратера.

Отложения агломератовых пирокластических потоков очень рыхлые в момент образования, довольно быстро уплотняются и уже через несколько месяцев их поверхность становится достаточно плотной и твердой. Мощность потоков непостоянная из-за неровности нижней границы, соответствующей рельефу. В среднем одна порция отложений имеет мощность от 1 до 40 м, а сложные покровы агломератовых туфов до 100 м. Характерно беспорядочное распределение обломоч-

ного материала при количестве обломков крупнее 2 см – 15-20 % иногда до 35 %. Глыбы размером 1-1,5 м редки, преобладают обломки 0,5-0,6 м в поперечнике, для которых характерна округлая форма, обусловленная скалыванием углов, механическим оглаживанием хрупких пористых обломков или обминанием пластичных фрагментов (рис. 28).



Рис. 28. Оглаженные обломки на поверхности агломератового пирокластического потока (Краевая, 1977).

Округлость обломочного материала настолько значительна, что он напоминает валуны и гальки ледниковых отложений, отличаясь от последних однообразием петрографического состава и шероховатой наружной поверхностью обломков. Заполнитель обычно составляет до 70 % объема, характеризуется угловатостью и преобладанием обломков псаммитовой размерности, что отличает его от более раздробленного алевропелитового заполнителя отложений направленных взрывов (см. табл. 17).

В мощных толщах агломератовых туфов пирокластических потоков часто наблюдается своеобразная параллельно-линзовидная слоистость, обусловленная наложением друг на друга порций материала различной крупности и присутствием редких линз чуждых обломков. Внутри каждой самостоятельной порции слоистость отсутствует.

Отложения пеплово-лапиллиево-бомбовых эксплозий (агломераты, тефра пеплово-лапиллиевая, агломератовые и пеплово-лапиллиевые туфы) накапливаются преимущественно на склонах

вулканов и часто обнаруживают грубую слоистость субпараллельную склонам, обусловленную различиями гранулометрического состава пирокластики разных извержений. В агломератовых туфах склонов сортировка по крупности обломков возможна только в случаях мощных бомбопадов, что фиксируется по редким грубообломочным слоям. Мощность пеплово-лапиллиево-бомбовых взрывных отложений, слагающих тела вулканов, измеряется многими десятками–сотнями метров, но при этом агломератовые туфы склонов обнаруживают относительно однородный петрографический состав (Краевая, 1977). Для грубообломочных отложений склонов вулканов характерно довольно стабильное содержание обломков крупнее 2 см (в среднем в 30-50%) и достаточно равномерное распределение их в взрывном материале (рис. 29).



Рис. 29. Базальтовый агломератовый туф отложений склонов вулканов (Краевая, 1977).

Остроугольные слабообитые обломки представлены мелкими вулканическими бомбами и лапиллиями. Пепловый заполнитель составляет около 50 %. Ю. Камчатка, фото В.С. Шеймовича.

Отложения данного генетического типа всегда являются составной частью мантии вулканического конуса, что позволяет использовать их при реконструкции положения палеоцентра извержения. При этом учитывается только массовое накопление агломератового материала, т.к.

отдельные выбросы крупных глыб при сильных взрывах возможны на значительные расстояния – до 10-20 км.

Тефровые (туфовые) отложения подножия вулканов. Количество лапиллиево-пеплового пирокластического материала рассеянного вокруг вулканических построек колеблется в широких пределах и зависит от типов извержений, а также от степени проявления эоловой дифференциации. Эти отложения лишь частично накапливаются в мантии вулканов, отлагаясь из пеплового облака, главным образом, за их пределами. У подножия вулканов образуется мелколапиллиево-пепловый покров, плащеобразно облегающий подстилающую поверхность. Для Северного прорыва БТТИ, характеризовавшегося стромболианским типом извержения, установлен общий объем пирокластики, выпавшей за пределами конуса, примерно $0,7 \text{ км}^3$ (Большое ..., 1984). При этом на площади радиусом 20 км вокруг конусов объем пирокластики равен $0,25 \text{ км}^3$, в зоне, удаленной от вулканических конусов в интервале 20-65 км – $0,22 \text{ км}^3$ и за пределами этой зоны – $0,2 \text{ км}^3$. Шлейф тонкого пепла прослеживался на расстоянии до 1000 км, но уже в 160 км от конусов мощность слоя тонкой тефры составляла всего 0,2 см, в то время как в промежуточной и в начале удаленной зон она колебалась от 200 до 10 см соответственно.

Лапиллиево-пепловая тефра, накапливающаяся в промежуточной зоне всегда дифференцирована по удельному весу: в начале выпадает более крупный и тяжелый материал (литокласты, кристаллокласты), а затем более мелкий и легкий (витрокласты). Так как каждый вулканический взрыв обычно завершается выбросом самого мелкого материала, то для тефровых (туфовых) континентальных отложений устанавливается прямая цикличность. В случае осаждения тефры в водных бассейнах цикличность меняется на обратную, потому что крупные пористые обломки погружаются на дно только после заполнения пор водой, т.е. позже более мелких непористых (Малеев, 1980).

Глыбовые лавовые потоки характерны для лав любого состава и пользуются широким распространением на Камчатке и Курильских островах. Мелкоглыбовые (0,1-0,2 м в поперечнике) – аа-лавы и плоскоглыбовые поверхности отмечались для жидких базальтовых потоков БТТИ (см. приложение, фото 2). Подобные потоки часто начинаются в прикратерной зоне, полностью пересекают промежуточную и заканчиваются в удаленной. Более вязкие лавы побочных кратеров Ключевского вулкана образуют среднеглыбовый (0,2-1,5 м) обломочный материал, мощность которого в верхней части потоков 0,8-1,5 м, а в нижней – 0,3-0,7 м. Андезитовые лавы извержений различных лет

Карымского вулкана обычно дают короткие потоки с крупноглыбовой (до 3-6 м) поверхностью санторинского типа.

Глыбовый покров простых лавовых потоков состоит из трех зон. Внешняя представляет собой рыхлый *лавокластит* с тефровым заполнителем, который впоследствии может цементироваться гидрохимически. Ниже располагается *кластолавовая* зона, состоящая наполовину из мелких лавовых глыб, сцементированных вторичной пористой лавой. Обе зоны характеризуются отделением, перемещением и дроблением глыбового материала при движении лавового потока. В основании этого подвижного глыбового слоя залегает промежуточная зона *брекчиевой лавы*, глыбы которой, хотя и обособились за счет многочисленных трещин, но остаются сцементированными лавой нижежащего монолитного потока.

Часто лавовые потоки состоят из нескольких эффузивных порций перекрывающих друг друга и наращивающих поток, который постепенно приобретает зональное строение, где монолитная лава многократно переслаивается с глыбовой. Так серия из 15 лавовых потоков Северного прорыва БТТИ (1975 г.) образовала сложный покров длиной около 6 км при ширине 3 км (рис. 30).

6.3.2. Аллохтонные вулканисты

В пределах подножия действующих вулканов отчетливо выделяется два основных генетических типа аллохтонных отложений – грязевых потоков (лахаров) и «сухих рек», которые сопутствуют друг другу, образуя в телах стратовулканов мощные субпараллельно-слоистые пачки. В этих пачках многократно чередуются грубые, как правило, неслоистые лахаровые глыбово-валунные тефроиды и тефроиды «сухих рек» с субпараллельно-линзовослоистыми текстурами, что отмечалось для отложений молодых вулканических отложений Камчатки (Мелекесцев и др., 1970; Краевая, 1977) (рис. 31). Образование первых связано с катастрофически быстрым таянием снега и льда на склонах вулканов во время извержений, а вторые формируются в период между извержениями, главным образом, за счет размыва и переотложения толщ первого типа «сухими реками» – нерегулярными водотоками, зарождающимися на склонах вулканов (приложение, фото 8).

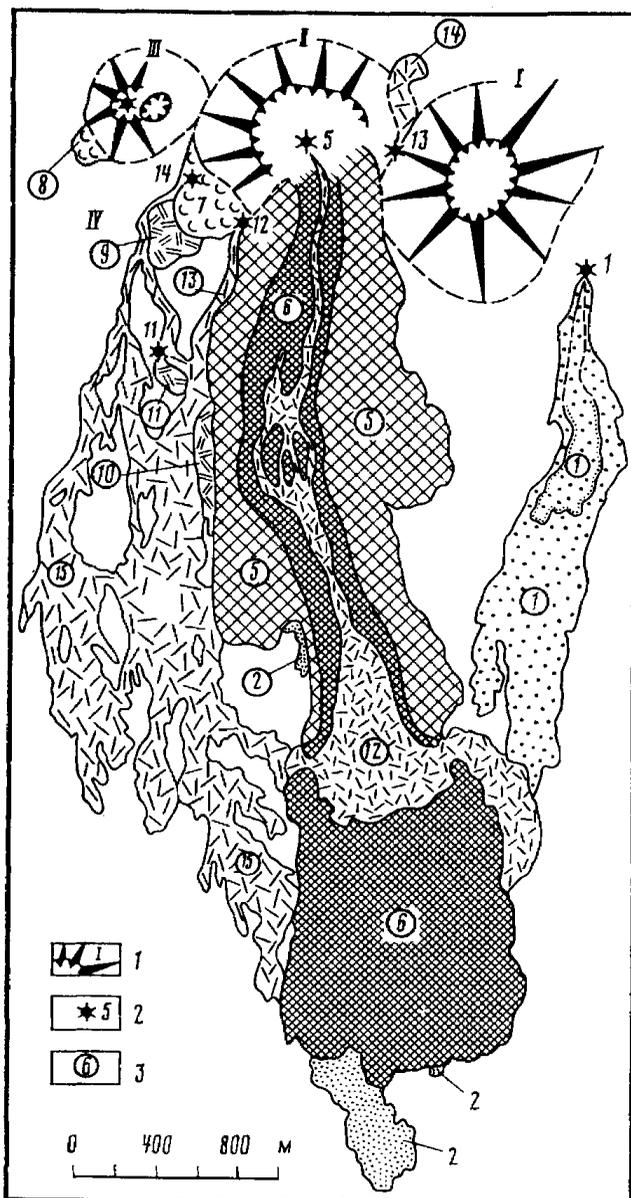


Рис. 30. Схематическая карта лавовых потоков Северного прорыва БТТИ (Ванде-Кирков и др., 1979).

1 – шлаковые конусы Северного прорыва, 2 – лавовые бокки, 3 – номера лавовых потоков.

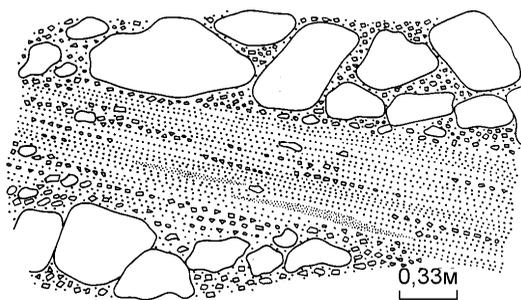
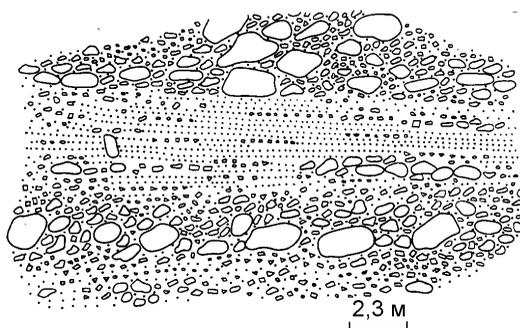


Рис. 31. Отложения двух лахаров, разделенные прослоем отложений «сухих рек» (Краевая, 1977).

Лахаровые тефроиды характеризуются значительным (от 40 до 60 %) содержанием валунов от полуугловатых до окатанных, хорошо выраженной укладкой крупнообломочного материала, отсутствием слоистости. Отложения «сухих рек» преимущественно гравелисто-песчаные, с прекрасно выраженной субпараллельнолинзовидной слоистостью.

Так как формирование вулкана всегда сопровождается постоянным перемещением вулканокластического материала к их подножиям, то в промежуточной зоне происходит также накопление значительных масс вулканогенных аллохтонных отложений еще одного генетического типа – коллювиально-пролювиальных.

Из анализа литературы следует, что к настоящему времени нет единого определения для вулканогенно-обломочных пород слагающих аллохтонные отложения. Так лахаровые образования называют вулканическими брекчиями (Anderson, 1933), лахаровыми брекчиями (Федотов, 1964), глинистыми туфогенными конгломератами (Ломизе, 1969), лахаровыми глыбово-валунными туфоконгломератами и конглобрекчиями (Краевая, 1977). Пролувиальные отложения «сухих рек» описывают как туфоконгломераты и туфопесчаники (Краевая, 1977). Коллювиально-пролювиальные отложения относят к вулканокластическим образованиям – туфам, аллохтонным туфам (Малеев, 1977, 1980).

Вместе с тем, исходя из того, что основным материалом данных аллохтонных отложений является переотложенная тефра, как пиро-

кластическая (пепел, лапилли, бомбы), так и лавокластитовая (глыбы поверхностей лавовых потоков) будет правильно употреблять для них единый термин – тефرويد, в понимании, предложенном Г.С. Дзоцендзе и И.В. Хроровой (1970).

Лахаровые глыбово-валунные тефроиды. Кроме таяния ледников и снежного покрова во время извержения возможны также иные причины возникновения грязевых потоков. Они могут образоваться при сильных ливнях, обусловленных конденсацией паров, выброшенных во время извержения в верхние слои атмосферы. Лахары возникают при извержениях, происходящих через кратер вулкана, заполненный водами озер или же при прорыве естественных запруд кратерных озер. Наконец, они образуются вследствие выпадения обильных дождей, смывающих огромные массы тефры, покрывающей склоны вулканов. Строение лахаровых толщ довольно однообразно, а тефроиды их слагающие обладают характерным набором диагностических признаков (табл. 18). В зависимости от динамических свойств грязевых потоков, что определяется степенью насыщенности их обломочным материалом, лахаровые отложения могут быть неслоистыми (структурный сель), либо могут иметь нечетко выраженную субпараллельную слоистость (водо-каменный сель). Отчетливо выраженной сортировки материала по крупности по течению не наблюдается. Возможна своеобразная вертикальная сортировка по гранулометрии, когда более крупные обломки концентрируются в кровле отложений. Такая сортировка характерна, по-видимому, для «структурных селей», обладающих высокой несущей способностью, в которых крупные глыбы плывут по поверхности (рис. 32). Консистенция грязевых потоков настолько сгущена, что даже крупные глыбы не погружаются на дно и не подвергаются окатыванию, что отличает грязевые потоки от обычных водотоков. Г.С. Горшков (1957) отмечал, как грязевые потоки вулкана Безымянного несли во взвешенном состоянии глыбы в несколько метров в поперечнике.

В целом отмечается неоднородность гранулометрического состава отложений грязевых потоков, так как в зависимости от массы воды и характера подстилающей поверхности лахары могут увлекать различный по крупности материал. В одних случаях они преимущественно гравийно-песчаные, в других переносят огромные глыбы и множество крупных валунов (рис. 33).

Таблица 18

Аллохтонные грубо- крупнообломочные отложения
промежуточной зоны

Отличительные признаки отложений	Проллювиальные		Коллювиально-проллювиальные отложения (тефроиды пирокластические, вулканокластические, лавокластитовые)
	Отложения грязевых потоков (тефроиды вулканокластические)	Отложения «сухих рек» (тефроиды вулканокластические)	
1	2	3	4
Характер налегания на подстилающую поверхность	С размывом	С размывом	С размывом
Слоистость	Грубая, выражена нечетко	Четко выраженная, линзовая, параллельная уклону русла	Редко грубая, выражена нечетко
Сортированность	Плохо сортированные	Сортированные	Плохо сортированные. Сортировка возрастает по мере движения обломочного материала к подножию вулкана
Распределение обломков >2см	Наблюдается чередование прослоев, в разной степени насыщенных грубообломочным материалом	Наблюдается чередование линз, в разной степени обогащенных грубо-крупнообломочным материалом	Беспорядочное
Содержание обломков >2см, %	10-40	От 30-40 в отдельных линзах до единиц %	10-15

1	2	3	4
Максимальный размер обломков, м	3-5 м	1-1,5 м	0,25-0,5 м
Преобладающая степень окатанности	Обломки слабо окатанные и слегка обиты	Обломки полуугловатые и полуокатанные	Слабая механическая обработка (скалывание углов)
Степень однородности, преобладающих обломков	Относительно неоднородны.	Относительно неоднородны	Однородны
Мощность, м	Одного потока 0,2-5,0	1-30 м в долинах, до 300 в пределах субазральных дельт	Одного пласта от 1-3 см до 3-10 м
Формирующий агент	Грязевые потоки	Временные водотоки	Сила тяжести, талые и дождевые воды
Преобладающий обломочный материал	Крупно-грубообломочный	Грубо-крупнообломочный	Средне-крупнообломочный (псаммитогравийный)

Максимальный размер переносимых лахарами глыб достигают 3-5 м, а содержание грубообломочного материала (диаметр больше 2 см) в отложениях лахаров колеблется от единиц до нескольких десятков процентов, составляя в среднем 15-20 %. Типичной чертой отложений грязевых потоков считается их несортированность и нестратифицированность. Гранулометрический состав заполнителя не постоянен: содержание пелита в нем 3-7,5 %, алевроита – 10-18 %, песка – 75-86 %.

Для лахаров возможно преобладание полуугловатых, полуокатанных обитых обломков, что зависит от состава исходного переотлагаемого материала. Петрографический состав обломков обычно однообразен и характеризуется резким преобладанием пород конкретного стратовулкана, отмечается большое количество обломков шлака.

В промежуточной зоне отложения грязевых потоков часто бывают генетически связаны с отложениями агломератовых пирокластических

потоков и раскаленных лавин, что характерно для Камчатских вулканов: Авачинского, Шивелуч, Безымянного. При этом автохтонные вулканиды пользуются значительным распространением в пределах вулканической постройки, а аллохтонные отложения грязевых потоков сменяют их по простиранию и накапливаются у подножья вулканов (см. рис. 27, 35).



Рис. 32. Деталь обнажения слабоуплотненных тейфроидов лахара 1938 г. в долине р. Сухой Елизовской (Краевая, 1977).

Среди крупнообломочного материала резко преобладает полуокатанный, в меньшей степени – окатанный. Содержание обломков более 2 см в среднем 30 %. Заполнитель представлен хрящеватым разномерным пелито-алевритистым дресвяником. Отчетливо выражена присущая флювиальным образованиям укладка валунов и гальки. Характерно скопление наиболее крупных валунов в кровле отложений, что свидетельствует о значительной насыщенности лахара твердыми частицами и достаточно высокой вязкости, приближающей его по физическим свойствам к «структурному селю».

Тейфроиды «сухих рек». Отложения этого генетического типа широко развиты в областях современного вулканизма, где на склонах вулканов зарождаются атмосферные, атмосферно-снежниковые и атмосферно-ледниковые временные водотоки. В руслах «сухих рек» ат-

мосферного питания водоток появляется только после дождей, а реках снежникового и ледникового питания в вечернее и ночное время. Считается, что главная причина нерегулярного стока «сухих рек» заключается в высокой водопроницаемости грубообломочных пород стратовулканов (Краевая, 1977).



Рис. 33. Деталь обнажения лахарового тейфроида (Краевая, 1977).

В пределах Ключевского и Авачинского вулканов отложения «сухих рек» образуют множество узких локальных террас в долинах временных ручьев и речек (Мелекесцев и др., 1970). В верховьях долин в составе пролювия преобладают валуны и галька, ниже по течению наблюдается общее уменьшение крупности материала до галечно-псаммитовой размерности при синхронном увеличении его окатанности и сортированности. В целом же для отложений «сухих рек» отмечается преобладание полуугловатых и полуокатанных обломков с максимальным размером валунов не более 2 м (см. табл. 18). Тейфроида «сухих рек» характеризуются дробной субпараллельнолинзовой слоистостью, где длина линз доходит до первых метров при мощности 0,1-0,3 м (рис. 34).

Коллювиально-пролювиальные отложения (тейфроида пирокластические, вулканокластические, лавокластитовые) широко распространены в вулканических областях, составляя в отдельных случаях до 50% объема всех вулканитов. Формирующим агентом отложений данного генетического типа является постоянное перемещение тейфры, вулканокластического и лавокластитового материала по скло-

нам вулканов под действием силы тяжести и временными сезонными водными потоками.

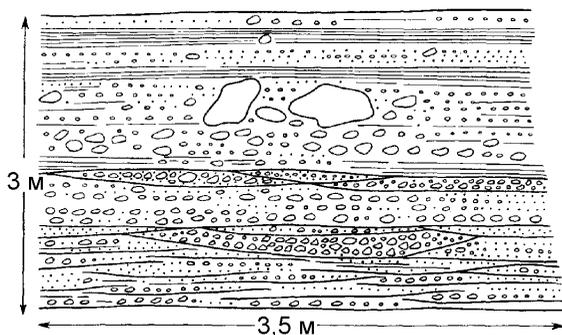


Рис. 34. Параллельно-линзовая слоистость в тейфроидных отложениях «сухой реки» Апахончичской (восточное подножие Ключевского вулкана) (Краевая, 1977).

В связи с этим, коллювиально-пролювиальные тейфроиды промежуточной зоны обнаруживают, с одной стороны, постепенные переходы к грубообломочным автохтонным образованиям прикратерной зоны, а с другой – к слоистым тейфроидам удаленной зоны. Тейфра склонов вулканов сносится к подножиям в течение года, при этом частично сортируется, а отдельные ее фрагменты даже слегка окатываются (Малеев, 1982). Значительно медленнее разрушаются лавокластиты глыбовых лавовых потоков пологих склонов стратовулканов, а наиболее длительное время накапливаются тейфроиды, состоящие из вулканокластического материала: обломков слаболитифицированных туфов.

В промежуточной зоне обломочный материал обычно не несет следов значительной механической обработки, а сортировка его крайне низка и выражается в накоплении преимущественно крупно-среднеобломочной фракции при почти полном (менее 1%) отсутствии пелитовой составляющей (см. табл. 18).

Типичные коллювиально-пролювиальные отложения промежуточной зоны характеризуются следующими диагностическими признаками (Малеев, 1980): 1) мощность пластов от сантиметров до 3-10 м и более; 2) сложный состав – перемещенная тейфра часто с примесью обломочного материала глыбовых лавовых потоков; 3) слабая сортировка материала по крупности и слабая механическая обработка; 4) иногда грубая, нечетко выраженная слоистость; 5) преобладание псаммитового и гравийного материала при практическом отсутствии глинистого; 6) плотное сложение мелкообломочного материала.

Коллювиально-пролювиальные отложения часто переслаиваются с тефрой, лавовыми потоками и собственно коллювиальными отложениями, образовавшимися при разрушении литифицированных пород (туфов, лав), что отмечается в геологических разрезах различных частей промежуточной зоны вулканов Шивелуча и Ключевского.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения широко развиты в пределах подножия высоких стратовулканов, окружая их со всех сторон с максимальным накоплением под северными склонами. Ледники, спускающиеся по склонам вулканов, отлагают в конце промежуточной зоны вулканотерригенные моренные отложения, мощность которых колеблется в пределах первых десятков метров. Флювиогляциальные вулканотерригенные отложения или перемежаются с собственно ледниковыми, или накапливаются в удаленной внеледниковой зоне, формируясь из продуктов перемыва морен. Ледниковые вулканотерригенные брекчии, конглобрекчии характеризуются сложным и весьма разнообразным строением, обнаруживая при этом ряд диагностических признаков: 1) слоистость отсутствует или слабо выражена; 2) нет сортировки материала; 3) беспорядочное распределение обломков более 2 см, но при этом отмечается субгоризонтальная ориентировка их длинных осей; 4) содержание грубообломочного материала от 10 до 40-50%; 5) значительное количество глыб размером 1-1,5 м при максимальных размерах до 4-5 м; 6) обломки угловатые, полуугловатые; 7) петрографический состав обломков относительно разнородный.

Флювиогляциальные вулканотерригенные отложения промежуточной (внутриледниковой) зоны характеризуются следующими признаками: 1) слоистость грубая, четко выраженная, часто параллельнолинзовая; 2) грубообломочный материал приурочен к отдельным более или менее выдержанным прослоям, чередующимся со слоями (до 10 см) вулканотерригенных алевролитов, песчаников; 3) обломки полуугловатые, полуокатанные; 4) петрографический состав обломков разнородный.

Геологическая позиция основных генетических типов вулканитов стратовулканов и их подножий показаны на рисунке 35.

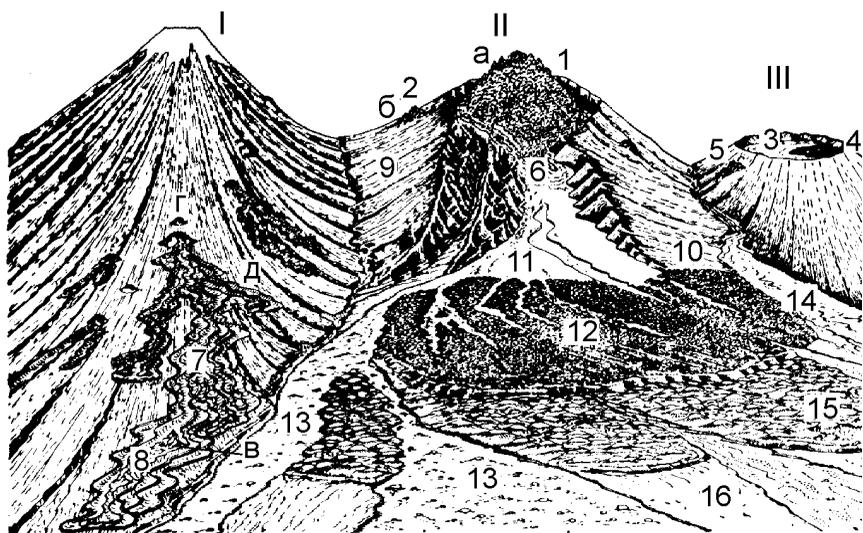


Рис. 35. Генетические типы вулканитов в пределах вулканических построек и их подножий (рисунок Т.С.Краевой).

Формы вулканических построек. Стратовулканы: I – конусовидный, II – осложненный кальдерой взрыва, III – осложненный кратерной провальной кальдерой и частично спущенным кратерным озером. Вулканические купола: а – экструзивный терминальный (центральный, кратерный), б – латеральный периферический, в – безкорневой на лавовом потоке. Шлаковый конус побочного прорыва – г, лавовый поток излившийся из побочного кратера – д.

Генетические типы вулканогенных обломочных отложений. Кратерная зона: 1 – лавокластиты, лавобрекчии, кластолавы терминального и 2 – латерально-го куполов, 3 – кратерно-озерные отложения – туффиты серные (сернистые), тефроиды, вулканотерригенные породы с сернистым цементом. Прикратерная зона: 4 – тефра грубая, агломераты, туфы агломератовые, 5 – агглютинаты шлакового побочного прорыва, 6 – глыбовые агломераты раскаленных лавин. Промежуточная зона: 7 – глыбовые лавы потоков, 8 – брекчиевые лавы безкорневого купола, 9 – тефра крупно-среднеобломочная, туфы лапиллиево-псаммитовые, 10 – тефроиды коллювиально-пролювиальных отложений, 11 – туфы агломератовых пирокластических потоков, 12 – эруптивные брекчии, агломератовые ксенотуфы направленного взрыва, 13 – тефроиды грязевых потоков, 14 – тефроиды «сухих рек», 15 – ледниковые вулканотерригенные отложения, 16 – флювиогляциальные вулканотерригенные отложения.

6.4. Удаленная зона (области, прилегающие к подножию вулкана)

Характерной чертой областей, прилегающих к подножию вулкана, является распространение здесь взрывных вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород при почти полном отсутствии лавовых вулканитов. Глыбовые лавокластиты удаленной зоны встречаются только в областях развития вулканов с гавайским типом извержения и реже с стромболианским. Автохтонные вулканиты представлены тонкообломочной тефрой (пепловыми туфами), в том числе и отложениями направленных взрывов (палящих туч), пизолитовыми туфами, игнимбриновыми пирокластическими потоками, туффитами. Среди аллохтонных генетических типов преобладают вулканогенные пролювиально-аллювиальные отложения: слоистые тефроиды, вулканотерригенные и вулканокласто-осадочные породы. В удаленной зоне могут также накапливаться отложения мощных грязевых потоков, длина которых измеряется первыми сотнями километров.

6.4.1. Автохтонные вулканиты

Отложения палящих туч связаны с направленными взрывами, в результате которых накапливаются образования двух генетических типов: эруптивные брекчии и агломератовые ксенотуфы подножия вулканов и лапиллиево-пепловые туфы палящих туч, выпадающие на значительных площадях по направлению распространения взрыва (рис. 36). Данными изучения отложений палящей тучи вулкана Безымянного (Горшков, Богоявленская, 1965) установлено постепенное уменьшение слоя лапиллиево-пепловой пирокластики от 5 до 3 см на протяжении первых 10-12 км, а на расстоянии 30 км – он равнялся всего 0,5 см и состоял из угловатых остроугольных викрокластов. Ювенильный материал палящей тучи был раскален, о чем свидетельствует обожение деревьев на протяжении 25-30 км от кратера на площади 500 км², но признаков спекания пирокластики не отмечается, что является надежным отличием туфов данного генетического типа от игнимбринов.

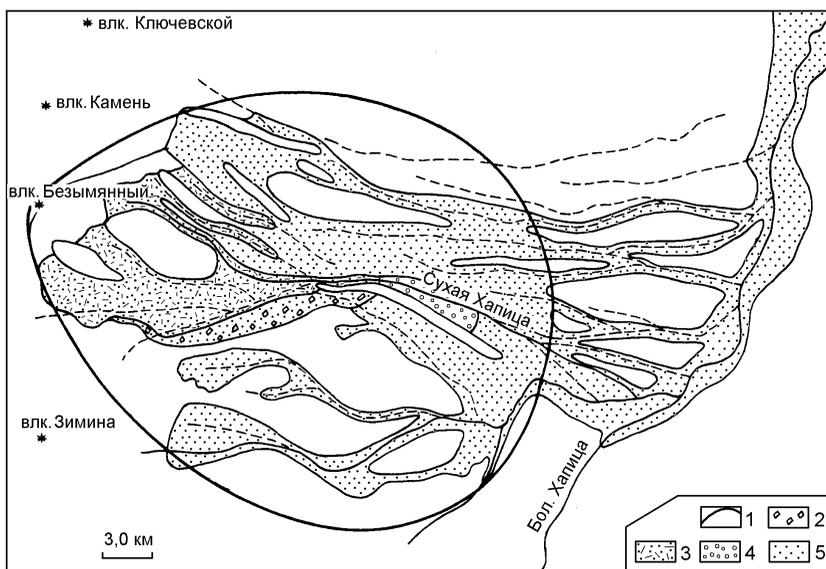


Рис. 36. Схема области отложений направленного взрыва вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. (Горшков, Богоявленская, 1965).

1 – граница отложений палящей тучи; 2 – грубообломочные отложения (эруптивные брекчии) взорванные постройки; 3 – мощные отложения пирокластических потоков; 4 – мощные отложения грязевого потока; 5 – пути грязевых потоков.

Для пеплов палящих туч отмечается разделение пирокластики по агрегатному состоянию, вследствие воздушной сепарации. Ближе к центру извержения в промежуточной зоне накапливаются ювенильные литокласты, далее часто преобладают кристаллокласты, образующие кристаллокластические туфы, а на расстоянии десятков км от вулканической постройки отлагается витрокластический материал.

Отложения игнимбритовых пирокластических потоков приурочены к крупным кальдерам обрушения и образуют обширные покровы, масштабы которых огромны: объем – тысячи, десятки тысяч км³, площадь – сотни, тысячи, первые десятки тысяч км².

Игнимбритовые пирокластические потоки разделяются на потоки с образованием фьямме и потоки без фьямме. Первые являются типичными и наиболее распространенными, содержат грубообломочный ювенильный материал, обломки пемзы, последующее расплавление и сплющивание которых приводит к образованию фьямме. В отличие от них, в потоках второго типа преобладает псаммитовая и алевритовая

пирокластика, которая также спекается, но только с деформацией обломков вулканического стекла.

Покровы игнимбритов нивелируют рельеф и всегда имеют неровную нижнюю границу при почти горизонтальной верхней. Часто покровы состоят из серии потоков, строение которых неоднородно. Для нижней части потоков характерен слабоспекшийся пирокластический материал, в средней – он спекается, переплавляется (сваривается), деформируется, а к верхним частям обычно наблюдается обратная последовательность температурного воздействия. По геометрическим формам залегания, мощности, протяженности потоков, текстурам, размерам пепловых частиц, их горизонтальному градиенту и степени спекания отложения игнимбритовых пирокластических потоков надежно отличаются от туфовых отложений пеплопадов (табл. 19).

Отложения пепловой тефры (пепловых туфов) образуют обширные плащеобразные покровы, обычно маломощные, с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью, пирокластический материал в которых представлен, главным образом, витрокластами (см. табл. 19). Слоистость обусловлена многократным чередованием пепловой тефры различного цвета, химического состава и крупности. Направление, скорость, турбулентность ветра и высота выброса пирокластики контролируют общий характер выпадения пепла удаленной зоны, а размер и плотность обломков – скорость их выпадения. Очертания площади пеплопадов могут быть как симметричными, так и асимметричными (рис. 37), а рельеф их поверхности определяется характером облегаемой подстилающей поверхности.

Во многих случаях массы тонкого пепла, увлекаемые атмосферными воздушными потоками разносятся на огромные расстояния, а порой рассеиваются по всей поверхности земли, как это наблюдалось при катастрофическом извержении вулкана Кракатау в 1983 году. В связи с этим палеовулканологические реконструкции (положение центра извержения, тип извержения) возможны только при полной оценке площадей распространения и мощностей пепловых отложений и родственных им агломератовых разностей.

Таблица 19

Отличительные признаки пепловых потоков
и пеплопадов (Петтиджон и др., 1976)

Признак	Пепловые потоки	Пеплопады
Текстуры	Обычно неслоистые, но могут иметь «горячие» текстуры течения, следы сваривания.	Хорошо выраженная горизонтальная слоистость
Размеры частиц и их градиенты	Уменьшение размеров обломков обычно прослеживается в направлении падения. Большинство частиц мельче 4 мм	Обычно мельче, чем в пепловых потоках. Большие горизонтальные градиенты, иногда заметна вертикальная градация
Сортированность	Очень плохо отсортированы, значительные вариации внутри обнажений	Хорошая сортированность. Небольшие вариации внутри обнажений
Геометрические формы	Вытянутые формы, контролирующиеся основными понижениями рельефа. Плоская поверхность	Обширные плащеобразные и согласные покровы на поверхности накопления
Мощность и протяженность	Вблизи источника могут иметь мощность 15-30 (до 100) метров и протягиваются от него на 30-80 км	Мощность обычно несколько дм или меньше, но экспоненциально увеличивается навстречу направлению ветра; редко превышает 6 м. Могут протягиваться на несколько сотен километров в виде очень маломощных тел
Петрология	Сваривание так же, обычно как и стекловатый цемент (если он не девитрифицирован). Много сваренной и деформированной пемзы. Девитрифицированные осколки имеют аксиолитовую (микросферолитовую) структуру	Сваривание редко

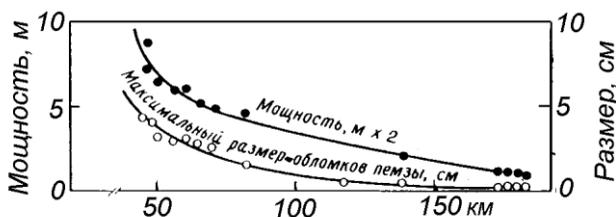
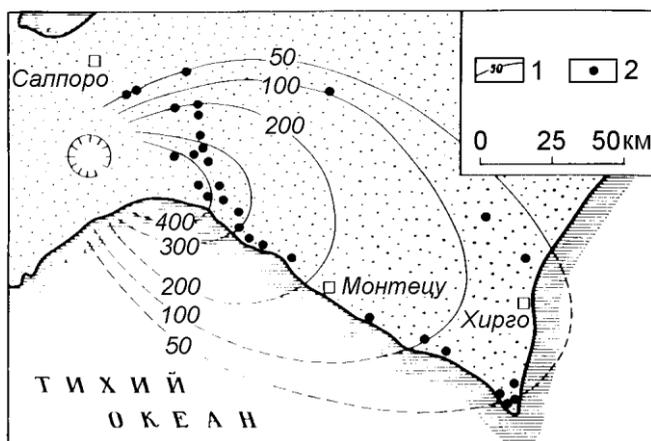


Рис. 37. Уменьшение мощности и размера зерен пеплопада в направлении ветра (Петтиджон и др., 1976).

1 – мощность отложений пеплопада, см; 2 – точки отбора образцов.

Пизолитовые туфы являются типичным представителем автохтонных образований, отлагающихся при мощных пеплопадах в относительной близости от центров извержения (конец промежуточной – начало удаленной зоны). Особые условия образования пизолитов (см. главу 2) указывают на азральное извержение. В окрестностях действующего конуса Южного прорыва БТГИ в июле 1976 года наблюдался грязевой дождь, сопровождающий сильные пепловые извержения, который представлял собой капли, похожие на капли жидкого цемента – пепловый град (Большое..., 1984). Обильное выпадение мелкого (около 1 мм в поперечнике) пеплового града базальтов отмечалось в 1961 году на острове Парамушир (Федорченко, Шилов, 1963).

Пизолитовые туфы хорошо сохраняются в отложениях различного возраста, в том числе и древних, в связи с чем имеют большое генетическое значение при палеовулканологических реконструкциях.

6.4.2. Аллохтонные вулканыты

Тефроиды слоистые формируются по периферии стратовулканов как при их извержениях, так и в периоды покоя. Многочисленные временные мелкие потоки талых и дождевых вод, постоянно меняя русла, перемещают и рассеивают большие массы обломочного материала по пологим (угол наклона $2-4^\circ$) склонам, прилегающим к подножию вулканов. Временными потоками размываются рыхлые или слаболитифицированные отложения промежуточной зоны: тефра, коллювиально-пролювиальные тефроиды, грязевые и пирокластические потоки, лавокластиты, ледниковые отложения. Со временем вокруг отдельных стратовулканов или групп вулканов формируется область преимущественного развития слоистых тефроидов шириной более 10 км и мощностью 100-200 м. В свою очередь, тефроидный шлейф прорезается руслами более мощных «сухих рек», которые переходя на равнинный рельеф, отлагают сложные, часто косослоистые, песчано-гравийные тефроиды, сложенные хорошо окатанным материалом (рис. 38).

Типичные слоистые тефроиды удаленной зоны описаны на периферии Ключевского вулкана (в 5 км к югу от пос. Ключи), где в песчано-гравийном карьере обнажены черные тефроиды базальтового состава мощностью около 5 м. Толща сложена переслаивающимися слоями мощностью от 2-5 до 50 см тефроидного песка, тефроидного гравия с горизонтом тефроидного галечника в основании. В пределах наиболее мощных слоев наблюдается косая слоистость (рис. 39).

Слоистые тефроиды удаленной зоны отличаются в разрезах вулкано-генных обломочных пород по характерным признакам: 1) мономик-

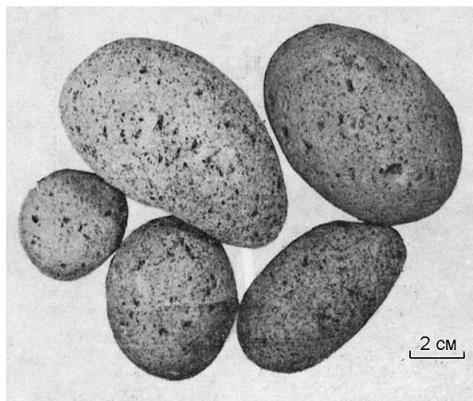


Рис. 38. Тефроиды периферии стратовулканов (Малеев, 1982). Гальки тефроида в устье р. Ильчинец, образованные за счет размыва пирокластического потока 1964 г. в результате ежегодного сноса.

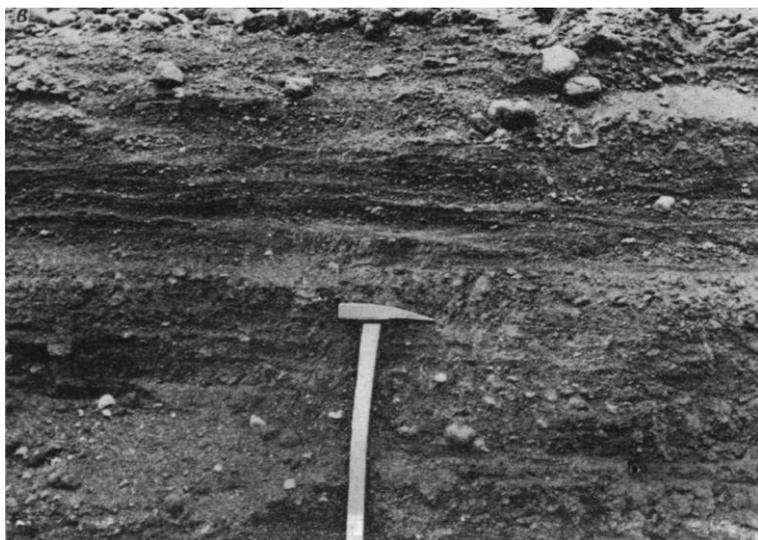


Рис. 39. Слоистые тейфроиды периферии Ключевского вулкана (Малеев, 1982).

товому составу обломочного материала, соответствующему основности продуктов извержения вулкана; 2) сортированности отложений, отражающей изменение динамики временных водных потоков; 3) хорошей окатанности гравийно-галечного материала; 4) значительной степени обработки псаммитовых обломков, у которых полностью сглажены острые выступы, свойственные частичкам пепла.

В озерах удаленной зоны отмечается стабильное накопление **туффитов** и **вулканокласто-осадочных** отложений, вследствие постоянного привноса в них нормально-осадочного терригенного материала, смешивающегося в различных пропорциях с ювенильным пеплом. В эпоху максимального проявления кислого вулканизма в удаленной зоне формировались слоистые толщи озерных отложений, состоящие из пластов диатомовых туффитов, туфодиатомитов.

По периферии удаленной зоны в поймах ручьев и рек формируются грубослоистые **вулканотерригенные** отложения, состоящие из обломочного материала, образующегося при размыве и разрушении литифицированных вулканитов. Гранулометрия их уменьшается по мере удаления от вулканических построек, а петрографический состав в этом же направлении обычно усложняется за счет все большего смешивания различного обломочного материала.

7. ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

В имеющейся в настоящее время учебной литературе практически отсутствуют примеры описания вулканогенных обломочных пород, хотя отдельные сведения можно почерпнуть из справочной литературы. В частности, краткие подрисуночные описания можно найти в атласах «Структуры горных пород. Том II. Осадочные породы» (Половинкина и др., 1948), «Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 2, т. I. Изверженные породы» (Половинкина и др., 1966), в монографиях Б.Н. Лапина «Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая» (1965), «Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Салаира» (1988). Кроме того, в учебном пособии Н.В. Логвиненко, Э.И. Сергеевой «Методы определения осадочных пород» (1986) описан граувакковый вулканомиктовый песчаник как пример описания туфогенной породы. Это описание выполнено по имеющемуся в учебном пособии В. Т. Фролова «Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород» (1964) и по существу представляет собой характеристику песчаника вулканотерригенного, то есть образовавшегося за счет экзогенного разрушения эффузивных пород несинхронных конкретному извержению.

7.1. Общие требования исследования

Главной петрографической особенностью данных пород является их обломочное строение, в связи с чем порядок изучения во многом сходен с таковым для осадочных обломочных пород. В то же время вулканогенные обломочные породы обладают целым рядом характерных только для них специфических признаков, которые следует фиксировать при полевых визуальных наблюдениях и микроскопическом исследовании. В первую очередь это касается определения происхождения обломочного материала. Эту задачу решают сравнительным петрографическим методом (Справочник ..., 1983). При изучении единых вулканогенно-осадочных разрезов обычно берется в качестве эталонного пирокластический материал туфов, происхождение которого не вызывает сомнения, и с ним сравнивается кластика других вулканогенных обломочных пород формации.

Тефрогенный материал по составу сходен с пирокластическим, но лучше сортирован и, главное, окатан. Это основные признаки отличия и диагностики тефрогенов. Обычно тефроиды состоят из обломочного материала, все компоненты которого соответствуют одному расплаву, но порой состоят из двух отличающихся тефр, что для туфов не характерно. Заслуживает внимания то, что в туфах и тефроидах фракция аксессуариев представлена небольшим количеством минеральных видов – цирконом, апатитом, рудными.

Вулканотерригенная кластика отличается большим относительным количеством литических фрагментов и большим их петрографическим разнообразием. Обломки эффузивов характеризуются различной структурой и степенью измененности, отмечаются обломки жильных и гипабиссальных пород комагматических эффузивным, а иногда и продукты гидротермальной деятельности. Количество «чуждых» вулкану фрагментов незначительно.

Тефроиды и вулканотерригенные породы следует отличать от сходных с ними собственно терригенных граувакковых (петрокластических) пород, материал которых накапливается в бассейнах, расположенных рядом с «активной вулканической сушей». Нормально-осадочные граувакки обычно более полимиктовые и кроме обломков эффузивов, часто весьма разнообразных по составу, содержат обломки интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Кроме того, граувакки характеризуются большей ролью аксессуариев, их разнообразием и изменчивостью. Здесь появляются гранаты, турмалин, шпинель, силлиманит, ставролит.

В приведенной ниже схеме, рекомендуемой при лабораторном изучении (макро- и микроскопическом) вулканогенных обломочных пород, отражены прямые и косвенные признаки пирокластического материала, позволяющие отличать его от резургентного, тефроидного, вулканотерригенного и нормально-осадочного, что важно для точного отнесения породы к определенному генетическому типу.

Примеры описания основных типов пород составлены автором как по личным наблюдениям, так с использованием данных Е.Е. Карнюшиной (1988), Е.Ф. Малеева (1982).

1. Название породы. Оно должно отражать наиболее характерные признаки: генетический тип, окраску, структурно-текстурные особенности, основность или минералогический состав, структуру и состав цементирующей массы. Такая характеристика возможна только после полного изучения породы и приводится как резюме по завершению описания.

2. Окраска. Общим для данных пород является преобладание серо-зеленых, серых, красно-бурых, бурых тонов, что обусловлено первичной окраской вулканического стекла, степенью окисления составных частей, интенсивностью вторичных изменений.

3. Структура:

а) абсолютная и относительная величина обломков (максимальный и минимальный размер обломков), размер преобладающей фракции, степень сортировки, форма зерен (степень окатанности);

б) агрегатное состояние пирокластического материала и количественное соотношение его с нормально-осадочным.

Описывая структурные особенности породы, обязательно отмечают степень сортировки и окатанности обломков, проявление которых практически отсутствует в туфах, отчасти отмечается в туффитах, тифроидах и характерно для туфогенных пород.

4. Текстура. Наиболее распространены в вулканогенных обломочных породах следующие текстуры: кластовая, псевдофлюидальная (игнимбритовая), пористая, шлаковая, спекания (агглютинативная), пизолитовая, массивная, слоистая, линзово-слоистая, градиционно-слоистая.

5. Минерально-петрографический состав обломочной части:

а) описание главных составных частей, начиная с преобладающих. При этом обязательно отмечаются характерные признаки, по которым диагностируется вулканокластический материал: остророгульчатая, рогульчатая или деформированная форма обломков вулканического стекла, наличие корродированных (резорбированных) минеральных индивидов, присутствие в породе неустойчивых при выветривании минералов – основного плагиоклаза, пироксена, оливина, базальтической роговой обманки, санидина, отсутствие у монокристаллов кварца волнистого погасания. Указывается облик и происхождение литокластов: угловатые с рваными краями – ювенильные обломки, оплавленные, покрытые стекловатой пленкой или окисленные – резургентные, а также соответствие литокластов, кристаллокластов и витрокластов определенному составу изверженной породы;

б) описание нормально-осадочного терригенного, биогенного или хемогенного материала в осадочно-вулканокластических и вулканогенно-осадочных породах;

в) описание акцессорных минералов, видовой состав которых в чистых пирокластических породах обычно беден, но количественная роль темноцветов бывает значительна.

6. Цемент. Указывается количество и соответствующая структура (базальный, поровый и т.д.); морфологические признаки (окраска, степень прочности); состав, расшифровывается генетический тип – уплотнения, гидroxимический, лавовый, спекания, нормально-осадочный.

7. Включения: минеральные (конкреции, жилки, гнезда).

8. Вторичные изменения. Следует иметь ввиду, что признаками присутствия в породе пирокластики является, в одних случаях, свежесть слагающих компонентов, а в других – наличие интенсивного диа- и эпигенетического минералообразования. Последнее обусловлено химической нестабильностью и повышенной реакционной способностью составных частей: стекла, основных высокотемпературных полевых шпатов, мафических минералов, а также высокой пористостью и большой площадью поверхности соприкосновения с внешней средой (пепловые разности).

9. Крепость породы. Свежие туфовые породы молодых вулканических построек, сцементированные за счет уплотнения мелкой крючковой, остроугольной пирокластики, часто обладают пониженной прочностью.

10. Прочие признаки.

7.2. Примеры описания вулканокластических пород

Туф андезита пепловый, кристалловитрокластический с цементом уплотнения и поровым микрозернистым гидрохимическим хлоритовым цементом.

Порода бурого цвета сложена угловатыми обломками вулканического стекла и кристаллов псаммоалевритовой размерности с максимальным и минимальным размером, соответственно, от 2,0 мм до 0,05 мм. Единичные обломки литокластов достигают 3,0 мм в диаметре. Преобладающая фракция имеет размер обломков менее 0,25 мм, среди которых резко выделяется более крупный вулканокластический материал, что характеризует структуру породы как алевропсаммитовую (пепловую), порфирукластическую. Признаков окатанности и сортировки обломочного материала в породе не отмечается.

Текстура туфа слабопористая и устанавливается только при макроscopicком изучении образца.

Туф полностью сложен пирокластикой, среди которой резко преобладают витрокласты (более 75 %), в то время как распределение кристаллокластов и литокластов по породе неравномерно: в отдельных участках их количество почти равно, хотя в целом, обломков кристаллов значительно больше (рис. 40).



Рис. 40. Туф андезита пепловый, кристалловитрокластический с цементом уплотнения и поровым микрозернистым гидрохимическим хлоритовым цементом. Без анализатора.

Вулканическое стекло имеет буровато-желтую окраску и представлено частицами алевропсаммитовой размерности. Форма обломков стекла остроугольная, вытянутая, черепковидная. Относительный показатель преломления близок к преломлению канадского бальзама (~1,54), что подтверждается наблюдением полосы Бекке и характеризует андезитовый (андезибазальтовый) состав вулканического стекла. Витрокласты не имеют признаков вторичного изменения и обнаруживают полную изотропию при наблюдении в скрещенных николях.

Кристаллокластический материал представлен плагиоклазом и клинопироксеном с характерными признаками ювенильного происхождения: свежесть минералов, присутствие отдельных кристаллографических граней, следы корродирования магматическим расплавом.

Главная роль среди кристаллокластической пироклаستيки принадлежит плагиоклазу, представленному отпрепарированными кристаллами размером до 2,0 мм и их более мелкими угловатыми обломками. Плагиоклаз прозрачен с заметной спайностью и хорошо проявляющимся в отдельных зернах зональным строением. Плагиоклаз часто резорбирован (корродирован), с образованием заливообразных затеков вулканического стекла, а также имеет мелкие отдельные включения стекла, расположенные вдоль трещин спайности. Угол максимального симметричного угасания двойников, определенный по пяти зернам, равен 37° , что соответствует лабрадору An_{55} .

Клинопироксен, присутствующий среди кристаллокластики, в количественном отношении уступает плагиоклазу и представлен редкими кристаллами и их обломками, с максимальным размером до 2,0 мм. Зерна трещиноваты с хорошо проявляющейся спайностью. Для клинопироксена также характерна коррозия магматическим расплавом. В качестве включений в отдельных зернах присутствует магнетит. Окраска минералов слабозаметная, чуть розоватая. Угол погасания колеблется в пределах $40-43^\circ$.

Литокласты в породе присутствуют в небольшом количестве. Форма обломков округлая, эллипсоидальная с зазубренными (рваными) краями. Размер обычно 2,5-4,0 мм. Литокласты представлены пироксеновыми андезитами порфировой структуры с гиалопилитовой и гиалиновой основной массой. Обломки андезитов свежие, без продуктов вторичного изменения. Плагиоклаз и клинопироксен вкрапленников, судя по облику и оптическим свойствам, аналогичны кристаллокластической составляющей породы. В частности, плагиоклаз порфировых выделений также заметно корродирован и часто обнаруживает

зональное строение. Характерная восьмиугольная форма отдельных вкрапленников клинопироксена и замеренный угол погасания кристаллокластов позволяют определить его как авгит.

Цементирующей массой в туфе является тонкораспыленное вулканическое стекло, заполняющее поровые пространства между обломками. Вулканическое стекло цемента отличается от обломочного витрокластического материала своим тонкодисперсным агрегатным состоянием и незначительной хлоритизацией. Исходя из свежести всех составляющих туфа, следует отметить, что для породы характерна цементация уплотнения, свойственная только туфам с высокой ролью витрокластического материала. Присутствие же слабой хлоритизации тонкодисперсного вулканического стекла свидетельствует о начальной стадии гидрхимического цементирования породы.

Туф андезибазальта псаммитовый кристаллолитокластический с контурно-поровым хлоритовым цементом.

Туф зеленовато-бурой окраски является гетерокластическим (неравнозернистым), состоит из средне- и мелкозернистого псаммитового материала, содержащего примесь крупных зерен и мелколапиллиевых обломков. Размер пирокластов колеблется от 0,05 до 2 мм, преобладают угловатые обломки диаметром 0,15-0,3 мм, сортировка средняя. Микротекстура туфа беспорядочная, иногда наблюдается слойчатость, обусловленная чередованием через 1-3 мм слоев алевритового и мелкопсаммитового пирокластического материала.

Микроструктура туфа кристаллолитокластическая. Содержание литокластов в обломочной части близко к 50 %. Это угловатые, эллипсоидальные обломки андезитов афировые и микропорфиновые с гиалопилитовой структурой основной массы. В отдельных обломках устанавливается миндалекаменная текстура. Редко наблюдаются девитрифицированные овальные по форме обломки шлаков, вероятно палагонитизированной переотложенной тефры. Они состоят из зеленовато-бурого и бурого-коричневого полуизотропного вещества.

Кристаллокласты относятся к андезинам с содержанием анортитовой молекулы до An_{55} , иногда встречается лабрадор An_{60} . Очень часто плагиоклазы представлены таблитчатыми идиоморфными кристаллами с резко выраженной многократной зональностью, а также с простыми и полисинтектическими двойниками. Кристаллы плагиоклаза, как правило, свежие, изредка слабохлоритизированные, часто содер-

жат разнообразные включения округлые и овальные газовой-жидкие, рудные пылевидные, игольчатые и призматические темноцветных минералов. Заметную примесь (до 5-10 %) среди кристаллокластов составляет амфибол, представленный отпрепарированными идиоморфными кристаллами и их обломками обыкновенной роговой обманки с темными каемками опацизации.

Витрокластический материал присутствует в виде рогулек, практически не затронутых вторичными изменениями. Обломки стекла обычно бесцветны и изотропны, реже встречаются зеленоватые хлоритизированные и слабодевитрифицированные. Наблюдаются также каплеобразные витрические компоненты, которые можно диагностировать как «слезы Пеле», характерные для базальтовых вулканических стекол.

Цемент контурно-поровый хлоритовый, составляет 10-15 % породы. Синтезированный из поровых растворов микрозернистый агрегат хлорита образует тонкие крустификационные оторочки вокруг пирокластов и кристаллизуется в порах.

Игнимбрит риолитовый мелколапиллиево-пепловый псевдофлюидальный.

Порода серого цвета с отчетливо выделяющимися на этом фоне темными линзовидными обособлениями – фьямме. Пирокластический материал представлен кристаллокластами кварца, полевых шпатов псаммитовой размерности и единичными литокластами (около 5 мм в поперечнике), как бы погруженными в плотную псевдофлюидальную основную массу. Псевдофлюидальная текстура игнимбрита отчетливо проявляется благодаря субпараллельному расположению фьямме, на долю которых приходится до 30 % объема породы. Фьямме имеют различные размеры – от 5 мм до 35 мм по удлинению при ширине 1-12 мм. Форма их, в основном, линзовидная, реже изогнутая, лентовидная, края рваные.

Под микроскопом устанавливается типичная игнимбритовая микроструктура, обусловленная субпараллельной ориентировкой сильно растянутых, уплощенных и причудливо деформированных пепловых частичек вулканического стекла основной массы. В отдельных частях деформированные витрокласты сплавляются между собой, обтекая кристаллокластический материал игнимбрита. Общая ориентировка сваренной витрокластической массы совпадает с ориентировкой заключенных в ней фьямме.

Фьямме, так же как и витрокласты, заметно деформированы. При этом степень деформации возрастает с уменьшением размеров фьямме, мелкие линзочки, расположенные между кристаллокластами часто обтекают их, подобно витрокластическому материалу. Независимо от размеров, фьямме хорошо выделяются темно-коричневым цветом на общем коричневатом фоне основной массы. Микроструктура фьямме гиалиновая (стекловатая), участками перисто-волоконистая, сферолитовая, обусловленная девитрификацией (раскристаллизацией) вулканического стекла. Судя по количеству, размерам и однородному строению фьямме, они образовались за счет уплотнения, сплющивания и расплавления обломков пемзы. Редкие, наиболее крупные, фьямме второго типа образованы при деформации ювенильных лавовых фрагментов (литокластов). Подтверждением тому их размеры, широколинзовая форма, наличие во фьямме вкрапленников кварца, полевых шпатов, ориентированных субпараллельно удлинению линз.

Кристаллокласты кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза расположены в породе беспорядочно и обнаруживают характерные признаки ювенильного пирокластического материала: заметно резорбированы (особенно кварц), часто с отдельными кристаллографическими гранями, обломки их остроугольны. Кварц имеет размеры 0,1-2,0 мм, единичные кристаллокласты до 3 мм в поперечнике. Мелкие обломки кварца в основном остроугольные, а для более крупных характерно наличие кристаллографических граней, иногда встречаются отдельные зерна с идиоморфных шестигранными сечениями. Все, без исключения, крупные кристаллы кварца в различной степени резорбированы, затеки вулканического стекла в них часто глубокие, в отдельных проплавленных зернах стекло наблюдается в виде включений. Минерал имеет однородное погасание, характерное для вулканического кварца. Кристаллы ортоклаза псаммитовой размерности (0,1-1,0 мм), остроугольные, реже призматической формы, со следами незначительной резорбции. Минерал заметно пертитизирован и интенсивно пелитизирован. Плагиоклаз в количественном отношении уступает остальным кристаллокластам. Он представлен олигоклазом An_{23} (максим. симм. угасания двойников 8°) с буроватыми глинистыми продуктами разложения.

Псевдофлюидальный витрокластический агрегат основной массы заметно девитрифицирован и в скрещенных николях обнаруживает микрофельзитовую структуру.

Туффит алевритовый кристаллолитокластический с поровым глинисто-кремнистым цементом.

Туффит серой и светло-серой окраски, в целом плохо отсортированный, обогащенный то пелитовым, то псаммитовым материалом, который распределяется как в довольно отчетливых прослоях, так и в сложных включениях, линзах, нечетко выклинивающихся прослоях с «завихрениями», «хвостами» (оползневая текстура). Мощности прослоев с такими нарушенными текстурами составляют 2-3 см. Порода содержит рассеянный растительный детрит и редкие остатки диатомий, спикул губок. Изредка встречаются ходы илоедов (диаметр до 2 мм), выполненные материалом аналогичным вмещающей породе.

Пирокластический материал составляет 70 % и состоит из смешанных, в различных соотношениях, кристалло- и литокластических компонентов, которые достаточно надежно диагностируются.

Литокласты встречаются в виде овальных, угловатых, мелкопсаммитовых и алевритовых обломков, представленных андезитами и андезидацитами с гиалопилитовой и фельзитовой структурами. Наблюдаются и более крупные остроугольные обломки размером до 2-3 мм роговообманковых андезитов с пилотакситовой структурой основной массы и миндалекаменной текстурой. Реже встречаются мелколапиллиевые (3-5 мм) сфероидальные, пористые обломки хлоритизированных шлаков. Кристаллы плагиоклаза свежего облика резорбированы, зональные и сдвойникованные. Судя по величине максимального угла симметричного погасания двойников равной 25° , плагиоклаз представлен андезином An_{40} . Роговая обманка базальтическая с характерным плеохроизмом в красно-бурых тонах, иногда опацифицированная. Кристаллокластический материал полностью соответствует минералам вкрапленников роговообманковых андезитов. Витрокласты редки, имеют остроугольную черепковидную форму обычно девитрифицированы, часто хлоритизированы, ожелезнены и непрозрачны.

Терригенный материал составляет 30 % и представлен полуокатанными зернами трещиноватого кварца, пелитизированными калишпатами, мелкогравийными зернами (диаметром до 3 мм) кварцсерицитовых сланцев, микрокварцитов, кварц-халцедовых силицитов и ариллитов. В туффите присутствует биогенная составляющая (до 10 %), представленная опаловыми скорлупками диатомей и реже спикулами губок.

Цемент распределен неравномерно и относится к поровому открытого и закрытого типов. Глинисто-кремнистая масса цемента представлена желтовато-бурым скрытокристаллическим слабополяризую-

щим агрегатом. Цементирующая масса, вероятно, была сложена тонким пепловым материалом, переработанным вторичными процессами.

7.3. Примеры описания вулканогенно-осадочных пород

Тефرويد базальтовый псаммитовый литокластический с поровым хлоритово-глинистым гидрхимическим цементом.

Порода слаболитифицирована, темно-серого, почти черного, цвета. Структура псаммитовая грубо-крупнозернистая, текстура неслоистая, однородная.

Основным компонентом переотложенной тефры являются обломки витрофировых пористых базальтов, на долю кристаллокластов и витрокластов приходится не более 10-15 %. Окатанность обломков различная: грубые зерна пористых базальтов хорошо окатаны, зерна плагиоклаза – менее, а наиболее мелкая тефра совсем не окатана.

Фрагменты пористого базальта однородны по цвету и текстурно-структурным особенностям: черные, микроструктура стекловатая, гилопилитовая, поры обильны, обычно шаровой или эллипсоидальной формы. Обломки плагиоклаза, клинопироксена слабоокатанные, часто угловатые с отдельными кристаллографическими гранями, на которых кое-где заметны следы резорбции. Плагиоклаз большей частью свежий, без продуктов изменения и, судя по углу максимального симметричного угасания двойников 37° , представлен лабрадором An_{55} . Обломки вулканического стекла светло-зеленого, желтого цвета встречаются редко, размер их около 0,5 мм, форма угловатая, черепковидная. Многие обломки мутные и обнаруживают слабую поляризацию за счет девитрификации и замещения глинистыми минералами.

В тефроиде встречаются единичные окатанные обломки порфировых оливиновых базальтов с интерсертальной структурой основной массы и интенсивно серецитизированные обломки плагиоклаза, которые представляют собой нормально-осадочную терригенную примесь. Эта кластика смешивается с базальтовой тефрой при разрушении древних литифицированных пород вулканической постройки.

Цемент поровый закрытого типа, хлоритово-глинистый микрозернистый. Образовался за счет разложения мелких обломков вулканиче-

ского стекла, что характеризует способ цементации тефроида как гидрoхимический.

Тефроид слоистый андезитового состава алевритовый литокристаллокластический с контурным хлоритовым цементом.

Порода темного цвета с зеленоватым оттенком. Текстура тонкослоистая. Под микроскопом устанавливается хорошая сортировка, характеризующаяся медианным диаметром (Md) 0,05 мм, при диапазоне размеров обломков от 0,02 до 0,08 мм.

Состав переотложенной тефры литокристаллокластический. Кристаллы андезина незначительно преобладают над литокластами и составляют 50%. Они обычно зональны, имеют таблитчатый габитус и слабо обработаны при переносе. На долю литокластов приходится 40%. Они угловатые и представлены афировыми андезитами с гиалопилитовой структурой, фельзитами и микропористыми шлаками. Количество витрокластов не превышает 10%. Обломки вулканического стекла имеют угловатые, близкие к изометричным, контуры; девитрифицированы и замещены агрегатом зеленоватых и бурых тонкодисперсных минералов.

В тефроиде отмечается присутствие осадочной примеси (первые проценты) микрозернистого глинисто-кремнистого материала и диатомей, представляющих заполнитель среди тефры. Цемент контурного типа представлен аутигенным хлоритом, образующим тонкие крустификационные оторочки вокруг обломков.

Туфопесчаник среднезернистый, косослоистый с поровым глинистым цементом.

Окраска породы зеленовато-серая. Текстура косослоистая, что фиксируется скоплениями растительного детрита, изменением зернистости в слоях, либо обогащением их глинистым материалом. Сортировка и окатанность зерен средняя и плохая. В псаммитовом материале встречаются рассеянные гравий и галька диаметром до 3-5 см, представленные кварцем, обломками метаморфических и изверженных пород. В туфопесчанике преобладающая фракция 0,5-0,25 мм обычно составляет не более 50-60% от суммы всех фракций, а в целом обломки песчано-алевритовой размерности имеют диаметр от 0,05 до 0,5 мм.

Терригенные компоненты туфопесчаника представлены примерно равным соотношением зерен минералов (кварца и измененных полевых шпатов) и обломков пород. Среди последних отмечаются в порядке убывания обломки следующего состава: сильно измененные хлоритизированные и карбонатизированные андезиты, дациты, кварциты, аргиллиты, кварц-халцедоновые силициты, глинистые и серицитовые сланцы, изредка гранитоиды. Среди зерен минералов преобладают полевые шпаты, представленные, в основном, плагиоклазами, судя по широкому набору разнообразных вторичных замещений (пелит, серицит, альбит, карбонаты). Калиевые полевые шпаты (отроклад-пертит) присутствуют в подчиненном количестве. Кварц обычно обнаруживает однородное угасание, что характерно для кварца эффузивов. Зерна кварца и полевых шпатов угловатые и полуокатанные. Изредка отмечаются чешуйки хлоритизированного биотита, а акцессорные минералы представлены апатитом.

В составе туфопесчаника содержание пирокластического материала не превышает 25%, он отличается свежестью и однородностью состава. Пирокластика представлена кристаллокластами, литокластами и редкими обломками вулканического стекла. Кристаллокласты андезина Ap_{55} нередко с зональными двойниками, чистые, без вторичных продуктов разложения. Литокласты только андезитового состава, афировые, реже порфировые (вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки) с пилотакситовой основной массой. Витрокласты типичной рогульчатой формы, бурого цвета, девитрифицированы и ожелезнены.

Цемент туфопесчаника поровый открытого типа составляет 10-25%. В нем преобладает седиментационный глинистый тонкодисперсный материал.

Туфодиатомит.

Порода легкая некрепкая, объемная плотность изменяется в пределах 1,0-1,5 г/см³. Окраска туфодиатомита серая, светло-серая, порой белесая, иногда со слабым зеленоватым оттенком. Характерен землистый излом и пятнистая текстура, обусловленные неравномерной примесью песчано-алевритового материала.

Микроскопически туфодиатомит состоит из биогенного, преимущественно, диатомового материала с примесью пирокластики, которая распределена в породе неравномерно. Микроструктура породы биоморфно-детритовая и алевропелитовая.

Биогенная масса (60 %) сложена опаловыми округлыми скорлупками диатомей обычно ячеистого строения реже встречаются единичные спикулы губок. Панцири диатомей достигают 0,03-0,05 мм в диаметре, толщина их стенок не превышает 0,002-0,003 мм, ширина каналов составляет 0,005-0,007 мм. Спикулы губок имеют более крупные размеры (до 0,5 мм), представлены одноосными, трехосными образованиями с хорошо заметным центральным осевым каналом.

Пирокластический материал (до 30 %) состоит из угловатых слабодевитрофицированных вулканических стекол и свежих неокатанных плагиоклазов (часто зональных) алевритовой размерности.

Цемент поровый открытый, глинисто-кремнистого состава (15%) представляет собой полуизотропный агрегат тонких чешуек глинистых минералов и частично раскристаллизованного опала. Показатель преломления глинисто-кремнистой массы несколько ниже, чем у канадского бальзама.

8. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ

В терминологии вулканогенных обломочных пород и в настоящее время остается еще много дискуссионных вопросов. Часто для одних и тех же разновидностей пород применяются различные границы крупности материала. Нередко к туфам (особенно в зарубежной литературе) относят только крупнообломочные, псаммитовые и пепловые разновидности пород, а грубообломочные называют вулканическими брекчиями и туфобрекчиями. Иногда под туффитами подразумеваются не осадочно-пирокластические, а чисто пирокластические породы, сформировавшиеся в водных условиях, в отличие от туфов, которым приписывается только наземное происхождение. В данном случае в эти термины вкладывается не петрографическое, а генетическое содержание. Одновременно предлагается считать синонимами термины «туффит» и «терфоид». Не всегда едино толкование терминов туфолава, кластолава, игнимбрит, тефроид.

Ниже, в алфавитном порядке, рассмотрены основные термины, рекомендованные в качестве краткого терминологического словаря для вулканогенных обломочных образований, согласно «Классификации вулканогенных обломочных пород» (1962), справочника «Вулканиды» (Малеев, 1980), «Справочника по вулканологии» (Влодавец, 1984), «Систематики и классификации осадочных пород и их аналогов» (1998).

Агломерат вулканический – нелитифицированный несортированный пирокластический материал (вулканические бомбы, лапилли), накапливающийся в жерле, в прикратерной зоне или у подножия вулкана.

Агломерат жерловый – вулканический агломерат, выполняющий жерла вулкана и после литификации сохраняющийся иногда при разрушении вулкана в виде останца.

Агломератовый (термин введен Г. Лайэлем в 1965 г.) – прилагательное, обозначающее беспорядочное накопление преимущественно грубого пирокластического (лавокластитового) материала.

Агглютинат (термин введен Г.В. Тиррелем в 1934 г.) – спекшаяся в сплошную массу грубообломочная пирокластическая порода, базальтового состава, образование которой ограничивается прикратерными участками. Обломки представлены фигурными и бесформенными шлаками различной пористости.

Бомбы вулканические – пирокласты обычно крупнее 5 см, выброшенные эксплозивным извержением вулкана из кратера в воздух и гравитационно отложенные на склонах шлакового конуса или вблизи него. По форме веретенообразные, грушевидные, сфероидальные вследствие вращения пластичных рваных лавовых фрагментов, фигурные и неправильные, угловатые. Последние часто иного состава по сравнению с извергающейся лавой. Вулканические бомбы крупнее 20 см (до нескольких метров в поперечнике) называют **мегабомбами** или **глыбами**.

Брекчиевая лава (лавобрекчия) – обломочная порода лавового происхождения, в которой обломки лавы сцементированы лавой того же состава и одного с ними извержения. Образуется в верхних, краевых или конечных частях лавовых потоков в процессе их излияния и в краевых частях лавовых куполов в ходе их роста.

Витрокласты – обломки вулканического стекла рогульчатой, черепковидной или неправильной рваной формы, обычно пепловой, реже мелколапиллиевой размерности, как правило, пирокластовые, реже экзокластовые.

Витрокластолиты – тефра или породы существенно витрокластового состава, в том числе, пемзокластолиты и, возможно, гиалокластолиты (гиалокластиты).

Вулканиды (термин В.Т. Фролова, 1968 г.) – все горные породы вулканического состава (эффузивные, эксплозивные или эпикластовые, в частности экзокластовые) или их фрагменты (обломки).

Вулканолиты – вулканические горные породы: лавовые, обломочные и, доказано, вулcano-гидротермные (гидромермолиты).

Вулканокластические породы (термин предложен В.И. Владовцем и Е.Ф. Малеевым в 1959 г.) – вулканические породы обломочной структуры, состоящие полностью или существенно из эффузивного или пирокластического материала рыхлого, сцементированного лавой, спекшегося или сцементированного гидрохимически. В отдельных породах возможна примесь осадочного или чуждого материала не более 50%.

Вулканокластолиты – вулканокластические (вулканокластовые) горные породы.

Вулканотерригенные породы – обломочные собственно осадочные горные породы, возникшие за счет разрушения литифицированных вулканитов (лав, туфов). По мнению Г.С. Дзоценидзе, И.В. Хворовой (1970), «по способу мобилизации исходного материала это уже терригенные породы. Однако среди последних они занимают особое

место и по составу наиболее близки к вулканокластическим». Синоним – **вулканомиктовые**.

Гиалокластиты (термин предложен А. Ритманом в 1956 г.) – вулканокластические витрофировые (стекловатые) горные породы, образующиеся в результате взрывного дробления и специфической закалки продуктов подводного, подледного излияния и эксплозий, преимущественно основных лав – **десквамационные**, а также при пульверизации через трещины в лавовой корке в водной среде – **пульверизационные**.

Гиалокластолиты – гиалокластитовые горные породы.

Гидротермолиты – гидротермально-осадочные породы и отложения, а также иные образования: вулканический элювий, жильные выполнения и интракрустальные гидротермальные метасоматиты.

Игнимбрит – термин введен П. Маршаллом в 1932 г. для горных пород, образовавшихся из раскаленного обломочного материала и впоследствии сваренного или спекшегося. Образуются при извержении пирокластических потоков кислого и среднего состава с температурами более 600° С. Для игнимбритов характерно сваривание (спекание) материала в монолитную массу, в которой определяется обломочная структура и присутствие небольших линзовидных обособлений вулканического стекла – **фьямме**.

Индекс эксплозивности (предложен А. Ритманом в 1964 г.) устанавливает соотношение между количеством эксплозивных обломочных (выброшенных через жерло) продуктов и количеством излившейся лавы за период извержения.

$E = P/P+L \times 100$ (%), где P – количество пирокластических материалов, L – количество лавы.

Кластолава (термин предложен Е.Ф. Малеевым в 1959 г.) – горная порода, состоящая из обломков ранее застывшей лавы, сцементированных лавой же, но отличающейся от обломков составом, структурой, текстурой или цветом.

Ксенотуф – термин предложен Е.Ф. Малеевым в 1959 г. для сложных вулканокластических пород, содержащих до 50 % примеси чуждых обломков фундамента вулкана (обломки осадочных, метаморфических, изверженных пород) и резургентных обломков самой вулканической постройки.

Лавокластиты – вулканокластические породы, образующиеся в результате синхронного излиянию механического дробления периферии лавовых потоков или экструзивных куполов. В лавовых потоках дробление происходит в наземных условиях в верхних, нижних и кра-

евых частях при излиянии лавы на влажную поверхность, на снег или при подводных извержениях. Промежутки между крупными обломками заполнены мелким материалом того же состава и пирокластикой, разложение которой приводит к гидрохимическому цементированию лавокластитов или нормально-осадочным терригенным, хемогенным материалом.

Лапилли – пирокласты размером 2-50 мм (2-64 мм) бесформенные, угловатые или фигурные (шаровые, веретенообразные, линзовидные, слезовидные – «слезы Пеле», нитевидные – «волосы Пеле»).

Лапилли кристаллические (кристаллолапилли) – хорошо отпрепарированные кристаллы с первичными кристаллографическими гранями, образовавшиеся еще в магме и выброшенные вулканическими взрывами. Встречаются кристаллолапилли плагиоклазовые (вул. Плоский Толбачик, БТТИ), лейцитовые и авгитовые (вул. Везувий), анортклазовые (вул. Эребус).

Лапиллиевые туфы – туфы лапиллиевой структуры.

Направленные взрывы возникают в результате вулканической деятельности пелейского типа (вулканы Мон-Пеле – извержение 1902 г., Катмаи – 1912 г., Безымянный – 1956 г., Шивелуч – 1964 г.). При эксплозиях огромной силы, направленных под острым углом к горизонту, часть вулканической постройки оказывается уничтоженной и перенесенной силой взрыва на десятки км.

Ортотуффиты (термин Г.С. Дзоценидзе, И.В. Хворовой, 1968 г.) – смешанные осадочно-пирокластические породы с преобладанием (50-90%) пирокластов. В.Т. Фролов, М.И. Щербакова (1988) применять термин не рекомендуют.

Палящие тучи характерны для извержений пелейского типа и образуются в результате направленных взрывов после выброса резургентного материала вулканической постройки. Ювенильный пеплово-лапиллиевый материал палящих туч газонасыщен и раскален до 400-600 °С, а температура их отложений равна 250-350°С. Признаков спекания в отложениях палящих туч не отмечается, хотя во многих случаях наблюдается обугливание древесины.

Паратуффиты (термин Г.С. Дзоценидзе, И.В. Хворовой, 1968 г.) – смешанные пирокласто-осадочные породы с преобладанием (50-90%) осадочных, т.е. экзокластовых обломков. Термин, призванный заменить аналогичные по значению названия вулканогенно-осадочных пород: «туфопесчаники», «туфоконгломераты» и т.п. В.Т. Фроловым, М.И. Щербаковой (1988) не рекомендуется к применению.

Пемзовый поток – разновидность пирокластических потоков глыбово-псаммитой структуры, сложенная риолитовой или дацитовой сильнопузыристой пемзой.

Пепел вулканический – выброшенные вулканическим взрывом и отложенные в виде тefры псаммитовые, алевритовые и пелитовые пирокласты размером 0,5-0,05 мм (2-0,001 мм): вулканическое стекло (витрокласты), кристалло- и литокласты.

Пирокласты (от греческого «*пирос*» – огонь и «*кластикос*» – обломочный) – обломки вулканических пород и фрагменты лавы (лито-, кристалло- и витрокласты), выброшенные из кратера при взрыве или при разрушении растущего экструзивного купола.

Пирокластические потоки образуются в результате извержений катмайского типа во время эксплозий средней и кислой сильновзрывчатой лавы, представляющей собой раскаленную газовой-пепловую «эмульсию», в которую погружены обломки еще пластичной породы, шлаков или пемзы. Отличаются крайне высокой степенью подвижности, обусловленной автоэксплозивностью переносимого материала, пористые обломки которого легко оглаживаются. Среди пирокластических потоков выделяют: агломератовые, игнимбритовые, пепловые, пемзовые.

Пирокластические породы – общий термин для горных пород, образовавшихся из обломков, выброшенных во время извержения вулкана. Они могут быть рыхлыми (вулканические бомбы, лапилли, вулканический пепел), уплотненными и цементированными гидрохимически (туфы), спекшимися (игнимбреты, агглютинаты), различной крупности обломков и различного вещественного состава.

Пирокластолиты – породы, сложенные больше чем наполовину пирокластами.

Раскаленные лавины – подвижная масса раскаленных грубых обломков, образующихся при росте экструзивных куполов и имеющих эксплозивно-обвальную природу. Возникают не только при обвалах остывающих и растрескивающихся частей растущих куполов, но и при взрывах внутри них. Материал раскаленных лавин, будучи слабопористым, не оглаживается в такой степени, как обломки в пирокластических потоках. Обломки обвальных раскаленных лавин обычно остроугольные. Протяженность раскаленных лавин не превышает первых км и нередко ограничивается первыми сотнями метров.

Резургентный материал (термин введен Ф. Вольфом в 1914 г.) – обломки эффузивных пород раздробленной пробки или разрушенного вулканическим взрывом стратовулкана.

Резургентные туфы – туфы и вулканокластолиты, сложенные материалом разрушенного взрывом или обрушением стратовулкана; отличаются резкой разнообломочностью (от блоков в 50-100 м до алеврита) и признаками дробления твердых пород.

Резорбированные кристаллы – ювенильные кристаллокласты со следами магматической коррозии: разъедания и частичного растворения.

Ретрокластический (псевдорезургентный) материал – вторично выброшенный пирокластический материал, упавший в кратер при слабых вулканических взрывах. Обычно за счет процессов окисления приобретает красную окраску.

Тефра (термин введен Аристотелем) – рыхлый, несвязанный пирокластический материал автохтонного происхождения (вулканические бомбы, лапилли, пепел), выпавший из воздуха. Следует подчеркнуть, что термин не применим для перемещенной пирокластике или материала пирокластических потоков.

Тэфроид – термин предложен Г.С. Дзоценидзе, И.В. Хворовой в 1970 г. для литифицированных горных пород, состоящих из умеренно переотложенной слабоокатанной и слабосортированной тефры: «осадки, сходные по структуре с терригенными, но по происхождению и составу фрагментов отличные от последних».

Туф вулканический (определение термина дал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг в 1888 г.) – вулканокластическая горная порода, состоящая более чем на 90 % из пирокластического материала различной крупности, не испытавшего, после отложения, перемещения и оставшаяся поэтому несмешанной, неразбавленной. Литификация туфов происходит в результате гидрохимических процессов разложения витрокластического материала (мелких обломков вулканического стекла) и превращения его в различные водные алюмосилликаты и опал или вследствие уплотнения рыхлого пирокластического материала.

Туфобрекчия – как отмечает Г.С. Дзоценидзе, И.В. Хворова (1970), «многие петрографы и вулканологи, как у нас, так и за рубежом, называют грубые пирокластические накопления **вулканическими брекчиями** и **туфобрекчиями**». Данные термины вошли в литературу и могут быть использованы как синонимы термина **«туф агломератовый»**.

Туфоид (туффоид) – термин не совсем определенного значения, обычно применяется для расланцованных, метаморфизованных туфов или туффитов.

Туфоконгломерат, туфогравелит, туфонесчаник, туфодиатомит и др. термины, состоящие из наименования осадочной породы с приставкой «туфо», применяются для обозначения смешанных вулканогенно-осадочных (вулканокласто-осадочных) горных пород, содержащих не более 50 % синхронно отложившегося пирокластического материала.

Туффит – термин введен О. Мюгге в 1893 г. для осадочно-пирокластических горных пород, состоящих из смеси пирокластического (50-90%) и осадочного (не более 50 %) терригенного, биогенного и хемогенного материала, независимо от крупности слагающих фрагментов.

Туфолава (термин предложен Г.В. Абигом в 1882 г.). Межведомственной комиссией для этих пород было предложено следующее определение: «туфолавы – названия лавокластических пород различных типов, природа которых не ясна, а общим их признаком является флюидальность цементирующей лавы и наличие обломков до 10 мм». По мнению Е.Ф. Малеева (1959) для подобных пород лучше употреблять термин **кластолава**.

Шлак вулканический – накопление из рваных фрагментов стекловатой лавы основного и среднего состава, застывших в воздухе, обычно шипастый, ноздреватый и легкий.

Эруптивная брекчия – обломочная порода, образующаяся при направленных взрывах и фреатических извержениях, содержащая более 50 % резургентного и чуждого материала.

Ювенильный обломочный материал – дробленный магматический материал, вынесенный из магматического очага во время извержения.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Фото 1. Кальдерное озеро и разрушающийся шлаковый конус в кальдере вулкана Узон (Южная Камчатка).

Фото 2. Формирование плоских пластин лавокластитового материала на поверхности лавового потока БТТИ.

Фото 3. Стромболианский тип извержения первого шлакового конуса на Северном прорыве БТТИ. Эксплозивно-эффузивная стадия извержения. На переднем плане мелкоглыбовый рыхлый лавокластит на поверхности лавового потока.

Фото 4. Мощные газовые выбросы над кратером стратовулкана Карымский (Восточная Камчатка).

Фото 5. Отложения самородной серы на выходе фумарол в кратере вулкана Авачинский (Восточная Камчатка).

Фото 6. Переслаивание кратерных отложений в кратере вулкана Авачинский (Восточная Камчатка).

Фото 7. Эоловая дифференциация пеплового материала при извержении первого шлакового конуса Северного прорыва БТТИ.

Фото 8. Следы смыва тефры временными потоками на лавошлаковом конусе в сомме вулкана Авачинский (Восточная Камчатка).



Φοτο 1



Φοτο 2



Фото 4



Фото 3



Φοτο 6



Φοτο 5



Фото 7



Фото 8

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982, 367 с.
- Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М.: Иностран. лит. 1963, 108 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984, 379 с.
- Борисов О.Г., Борисова В.Н. Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974, 200 с.
- Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974, 318 с.
- Бровков Г.Н. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин Саяно-Алтайской складчатой области. М.: 1967, 222 с.
- Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах // Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 614. Новосибирск, 1985, 127 с.
- Ванде-Кирков Ю.В., Андреев В.Н., Гусев Н.А. Эффузивная деятельность Северного прорыва (вулкан Толбачик, 1975 г.). // Бюлл. вулканолог. станций, 1979, № 56, с. 23-37.
- Влодавец В.И. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973, 168 с.
- Влодавец В.И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 26-30.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984, 338 с.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955-1963 гг.). М.: Наука, 1965, 174 с.
- Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. // Вулканы и извержения. М., 1969, с. 3-37.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира (каталог). М.: Наука, 1979, 476 с.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969, 344 с.
- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород // Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. Тбилиси, 1970, с. 7-22.
- Иванов Б.В. Извержения Карымского вулкана в 1962-1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970, 135 с.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970, 176 с.
- Карнюшина Е.Е. Вулканогенно-осадочные породы нефтегазоносных бассейнов Северо-Востока СССР. М.: Изд-во МГУ, 1988, 105 с.

Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержения вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. // Бюлл. вулканолог. станций АН СССР, 1974, № 51, с. 53-63.

Классификация вулканогенных обломочных пород / В.И.Влодавец, Е.Ф.Малеев, В.П.Петров и др. М.: Госгеолтехиздат. 1962, 19 с.

Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных горных пород. Тбилиси. Изд-во ЦК КП Грузии. 1970, 263с.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160 с.

Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.:Недра, 1977, 126 с.

Лапин Б.Н. Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая. М.: Наука, 1965, 127 с.

Лапин Б.Н. Атлас структур кембрийских вулканогенных пород Салаира. Новосибирск: Наука, 1988, 154 с.

Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород: Учебное пособие для вузов. Л.: Недра, 1986, 240 с.

Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Наука, 1969, 203 с.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.:Наука, 1971, Т. 1, 480с.; Т.2, 483 с.

Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985, 274 с.

Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975, 432 с.

Малеев Е.Ф. О петрографических принципах классификации вулканокластических пород. // Проблемы вулканизма. Ереван, 1959, с. 449-458.

Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., 1963, с. 3-59.

Малеев Е.Ф. Агломератовые пирокластические потоки // Вулканические фации Камчатки. М., 1969, с. 5-33.

Малеев Е.Ф. Вулканогенно-кремнистые формации. Новосибирск: Наука, 1975, 116 с.

Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975а, 257 с.

Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977, 214 с.

Малеев Е.Ф. Вулканиды: Справочник. М.: Недра, 1980, 240 с.

Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. / Под ред. Т.И.Фроловой. М.: Недра, 1982, 152 с.

Мархинин Е.К. Об энергии образования ювенильного вулканического пепла. // Докл. АН СССР, 1957, т. 116, вып. 5.

Мархинин Е.К. Кратер Плоского Толбачика 6-8 октября 1962 г. // Бюлл. вулканолог. станции, № 37. М., 1964.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М., 1967, 255 с.

Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь (проблемы биовулканологии). М.: Мысль, 1980, 196 с.

Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970, 104 с.

Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение и извержения. Тр. лаборатории вулканологии, 1955, вып. 9, 264 с.

Петрография. Ч. II. / Под ред. А.А.Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1981, 328 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976, 536 с.

Пийп Б.И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и типы извержений этого вулкана // Бюлл. вулканолог. станций, 1946, № 12, с. 18-28.

Пийп Б.И., Мархинин Е.К. Гигантское извержение Шивелуча 12 ноября 1964 г. // Бюлл. вулканолог. станции, 1965, № 39 с.28-34.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Часть вторая. Т. 1: Изверженные породы. М.: Недра, 1966, 423 с.

Половинкина Ю.Ир., Викулова М.Ф., Разумовская Е.Э. и др. Структуры горных пород. Т. II. Осадочные породы. Л.-М.: Госгеолтехиздат, 1948, 219 с.

Проблемы палеовулканизма. М.: Иностран. лит., 1968, 586 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964, 437 с.

Рудич К.Н. Каменные факелы Камчатки. Изд. второе. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1978, 190 с.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. / В.Н.Шванов, В.Т.Фролов, Э.И.Сергеева и др. СПб.: Недра, 1998, 352 с.

Сирин А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968, 196 с.

Слободской Р.М. Новая разновидность вулканических бомб (Толбачинское извержение 1975 г.) // Докл. АН СССР, 1977, Т. 234, № 6, с. 1429-1432.

Справочник по литологии. М.: Недра, 1983, 509 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1, 212 с.; Т. II, 573 с.; Т. III, 549 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.

Структуры горных пород. Том II. Осадочные породы. / Ю.Ир.Половинкина, М.Ф.Викулова, Н.Ф. Разумовская и др. Л.-М.: Госгеолтехиздат, 1948, 219 с.

Тазиев Г. На вулканах: Пер. с фр. / М.Г.Леонова. М.: Мир, 1987, 263 с.

Устиев Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. // Изв. АН СССР, сер. геолог., № 11, 1961, с. 3-15.

Федорченко В.И., Шилов В.Н. Извержение вулкана Чакурачки (о. Парамушир) в 1961 г. // Бюлл. вулканолог. станций АН СССР, 1963, № 34, с. 36-43.

Федотов С.А., Хубуная С.А., Жариков Н.А. и др. Извержение вулканов Шивелуч и Ключевской сопки в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геол. и геофиз., 1995, Т. 36, № 8, с. 117-131.

Федотов Т.О. Жерло девонского вулкана Жиландыбулак в центральном Казахстане и связанные с ним накопления. // Тр. лабор. палеовулканологии, Алма-Ата, 1964, вып. 3, с. 52-56.

Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. Изд-во Мос. ун-та, 1964, 308 с.

Фролов В.Т. О классификации вулканогенно-осадочных пород // Бюлл. МОИП. Отделен. геол., 1968, Т. 42 (1), с. 102-108.

Фролов В.Т. Генетические отложения вулканогенно-осадочных формаций // Вулканизм и литогенез. Тбилиси: Изд-во Мецниереба, 1981, с. 111-120.

Фролов В.Т., Щербакова М.Н. Принципы совершенствования классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. Вестн. Моск. ун-та, сер. геология, 1988, № 4, с. 3-11.

Фролов В.Т., Щербакова М.Н. К построению актуалистической модели взрывно-осадочного процесса. Вестн. Моск. ун-та, сер. геология. 1991, № 6, с. 33-40.

Хворова И.В. Вулканогенно-осадочные породы // Справочник по литологии. М.: Недра, 1983, 232-244.

Anderson C.A. The Tucson formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. // Univ. Cal. Publs Geol. Sci., 1933, vol. 23, № 7, p. 215-276.

Moore J.-G., Peck D.L. Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. - J. Geol. 1962, vol. 70, p.182-193.

Содержание

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
1. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ	5
2. ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ	17
2.1. Ювенильный материал	17
2.2. Лавокластитовый материал	27
2.3. Жидкие и газовые продукты	29
3. СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ И СТРУКТУРЫ ВУЛКАНОГЕН- НЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД	30
3.1. Характеристика составных частей	30
3.2. Структуры вулканогенных обломочных пород	34
3.2.1. Структуры по размерам обломков	34
3.2.2. Структуры по агрегатному состоянию пирокластики	36
3.2.3. Структуры по взаимоотношению обломков и цемента (структуры цемента)	39
3.2.4. Структуры смешанных пород	40
4. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНО- ГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД	41
4.1. Вулканокластические породы	42
4.2. Вулканогенно-осадочные породы	47
5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД ..	52
5.1. Эффузивно-обломочные породы	52
5.2. Эксплозивно-обломочные (пирокластические) породы	55
5.2.1. Породы литифицированные без цемента (спекшиеся, сваренные)	56
5.2.2. Породы уплотненные и сцементированные гидрохимически	62
5.3. Осадочно-вулканокластические породы	65
6. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ	67
6.1. Кратерная зона	69

6.2. Прикратерная зона	75
6.3. Промежуточная зона (склон, подножие вулкана)	83
6.3.1. Автохтонные вулканиды.....	84
6.3.2. Аллохтонные вулканиды	92
6.4. Удаленная зона (области, прилегающие к подножию вулкана).....	103
6.4.1. Автохтонные вулканиды.....	103
6.4.2. Аллохтонные вулканиды	108
7. ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД	110
7.1. Общие требования исследования.....	110
7.2. Примеры описания вулканокластических пород	114
7.3. Примеры описания вулканогенно-осадочных пород	120
8. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СЛОВАРЬ	124
ПРИЛОЖЕНИЕ	131
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	136

Учебное пособие

Юрий Васильевич Уткин

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ
(систематика, строение, генетические типы)

Издательство Томского ЦНТИ. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная.
Подписано в печать 12.09.2017 г. Заказ № 798. П.л. 9,0. Тираж 100 экз.
Отпечатано в Томском ЦНТИ.
Россия, 634021, г. Томск, пр.Фрунзе, 115/3. Тел. (8-3822) 26-31-69

