

УДК 553.21/24+552.08.53

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЫХЛЫХ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТУФЫ

© 2001 г. В. М. Ладыгин*, С. Н. Рычагов**, Ю. В. Фролова*, В. Н. Соколов*,
В. Г. Шлыков*, О. А. Гирина***

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, 119899

**Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

***Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 24.04.2000 г.

Рассмотрено изменение физико-механических свойств и выделены этапы преобразования пирокластических отложений: от современной рыхлой пирокластике андезито-базальтового – базальтового состава до туффитов и туфов неоген-четвертичного возраста также среднего и среднего-основного составов. На основе детального изучения состава, структуры, вторичной минерализации и физико-механических свойств отложений показана динамика литификации пирокластике. Сделано заключение, что, по-видимому, метасоматические процессы являются ведущими в преобразовании рыхлых вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений в плотные туфы и туффиты.

Продолжение исследований по обозначенной теме актуально для решения ряда фундаментальных научных и прикладных задач в области современной и палеовулканологии, комплексного изучения конвективных длительноживущих рудоносных гидротермально-магматических систем и гидротермальных рудных и геотермальных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

При извержении базальтовых или андезито-базальтовых вулканов лава в потоках быстро (в течение первых дней, месяцев и лет) кристаллизуется, превращаясь в прочные горные породы [9]. Наряду с лавами образуется большое количество пирокластике, особенно в районах развития андезитового и риолитового вулканизма. Процесс превращения рыхлых отложений в прочные горные породы – туфы, как правило, длительный и сложный. Если для осадочных пород литификация исследована достаточно полно со времени основополагающих работ Д.В. Наливкина [16], Н.М. Страхова [22], Л.Б. Рухина [21] и других, то преобразование несвязных пирокластических отложений в туфы практически не изучено. Существуют отдельные работы по изучению физико-механических свойств современных пирокластических отложений вулканов Камчатки – Ключевской Сопки, Безымянного, Шивелуча и ареальной зоны вулкана Толбачик [6, 25], в которых проблема лишь обозначена. Между тем, пирокластические отложения формируют мощные и протяженные толщи в пределах вулканических островных дуг. Таким образом, изучение механизмов превращения рыхлых вулканогенных отложений в горные породы чрезвычайно важно для понимания всего комплекса геологических, структурных, геохимических, минералогических и др. процессов, участвующих в формировании вулканических островных дуг и их основных структурных ячеек – вулканогенно-рудных цент-

ров [3] и гидротермально-магматических конвективных систем [2].

Пеплы, шлаки и другие рыхлые продукты вулканической деятельности образуют мощные толщи вокруг вулканов на расстоянии в среднем до 20–30 км. Эти продукты представляют собой несвязные, рассыпающиеся на отдельные компоненты отложения, состоящие из обломков лав, кристаллов, вулканического стекла и пород, слагающих постройку, основание или недра вулканов. Острые края обломков обеспечивают им хорошее сцепление друг с другом, благодаря чему отложения обладают определенной устойчивостью, но очень низкой прочностью. Как правило, в этих отложениях отсутствуют следы видимых гипергенных, диагенетических или эпигенетических изменений, которые в дальнейшем в течение от сотен и тысяч до многих десятков тысяч и миллионов лет (в зависимости от интенсивности и P - T параметров процессов) коренным образом меняют облик породы. Рассмотрим эти процессы на примере изучения физико-механических свойств пирокластических пород последовательно: от только что изверженных (пирокластике БТИ [1]) – до захороненных в мощных толщах и прошедших определенный этап диагенетических, в широком трактовании этого термина [4], преобразований (туфогенно-осадочные отложения лебединской свиты одноименной кальдеры верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста [18]). Возраст последних, по некоторым данным, может быть пересмотрен в сторону уменьшения [13, 18].

Таблица 1. Физико-механические свойства современных пирокластических отложений в зависимости от состава пород

Состав породы	Плотность породы, г/см ³	Плотность твердых частиц, г/см ³	Пористость, %
Базальтовый	$\frac{1.05(80)}{0.55-1.72}$	$\frac{2.97(20)}{2.54-3.01}$	$\frac{66(30)}{41-80}$
Андезитовый	$\frac{1.77(310)}{0.87-1.90}$	$\frac{2.72(64)}{2.46-2.76}$	$\frac{42(310)}{30-67}$

Примечание. В числителе – среднее значение параметров свойств (в скобках – число определений), в знаменателе – разброс значений. Плотность породы в табл. 1 и 2 определялась в полевых условиях в районах Ключевской группы вулканов О.А. Гириной. Определение других свойств, здесь и далее, выполнено на кафедре инженерной и экологической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова.

Методика исследований. Под физико-механическими свойствами отложений понимается комплекс показателей свойств пород, определяемый полевыми и лабораторными методами: объемная и минеральная плотности (соответственно, ρ и ρ_s , г/см³); водопоглощение (W , %); скорость продольных (V_p , км/с) и поперечных (V_s , км/с) волн в сухом и водонасыщенном состоянии; прочность на сжатие и растяжение ($R_{сж}$, R_p , МПа), также в сухом и водонасыщенном состоянии; магнитная восприимчивость ($\chi \times 10^{-3}$ СИ). Вычисляются общая пористость (η , %), коэффициент Пуассона (μ), модуль Юнга (E , МПа) и другие параметры. Предыдущие исследования авторов показали, что данный комплекс физико-механических свойств позволяет количественно оценить степень гидротермально-метасоматических изменений пород [13, 14].

Определения физико-механических параметров пирокластических отложений выполнены по стандартным методикам [7, 15] на цилиндрических образцах с соотношением высоты и диаметра основания, равным единице ($H = D = 40$ мм). Величина водопоглощения измерялась после семи дней замачивания. Скорости продольных и поперечных волн определены прибором ДУК-6В с частотой 700 кГц на образцах с плотностью $> 1.8-2.0$ г/см³. Измерения V_p проводили также на приборе УКБ-1М с частотой 100 кГц для группы туфов плотностью < 1.8 г/см³ вследствие их большой пористости и значительного поглощения упругих волн. Прочность пород измеряли на прессах ПСУ-125 и ПДМ-10/91, а магнитную восприимчивость – на капометре типа КТ-5. С целью изучения причин изменчивости физико-механических свойств пород использованы минералогический и петрографический анализы, рентгеноструктурные и термогравиметрические исследования, образцы просмотрены в сканирующем электронном микроскопе. Исследования проведены на

кафедре инженерной и экологической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова, в ИВ ДВО РАН и ИВГИГ ДВО РАН.

Геологическая обстановка в районах исследований (Северная Камчатка и центральная часть о. Итуруп), возраст структур, петрография, геохимия и минералогия неоднократно описаны в литературе [1, 5, 10, 13, 17, 18–20, 24], поэтому перейдем непосредственно к изложению материала настоящей работы.

Результаты исследований и их обсуждение.
Изменение физико-механических свойств современной пирокластике. Исследованы образцы пород и слагающие их обломки базальтового и андезитового состава, отобранные в районах Толбачинского дола, вулканов Безымянный и Шивелуч. Базальтовая и андезитовая пирокластика существенно различаются значениями основных параметров (табл. 1). Это обусловлено, в первую очередь, составом и различными характеристиками магм этих вулканов (газонасыщенностью, температурой, вязкостью, и т.д.), которые определяют генезис пирокластике, структурно-текстурные особенности ее частиц и отложений. Большое влияние на различие свойств базальтовых и андезитовых отложений оказывают форма их частиц и гранулометрический состав [6]. Для базальтовых вулканов характерны частицы тефры изометричной и удлиненной формы. Частицы имеют острые углы, колющие выступы, обладают высокой открытой пористостью. Для каждого из андезитовых вулканов существует индивидуальная форма и структура частиц пирокластике. Для отложений вулкана Безымянный присущи изометричные частицы монолитного облика с небольшой долей пемзовидных. Для Шивелуча характерны тонкие, несколько удлиненные частицы вулканического стекла. Отложения тефры базальтового состава относятся к крупным и средней крупности пескам, гравийным и дресвяным грунтам. Заполнители отложений разных генетических типов пирокластике андезитовых вулканов относятся к пескам широкого спектра зернистости – от крупнозернистых до пылеватых. Примечательно, что в отложениях андезитовых вулканов наименьшей плотностью обладают самые тонкие пирокластические отложения, в тефре базальтовых – шлаки (табл. 1). Более высокая пористость андезитовой пирокластике, вероятно, обусловлена интенсивным дроблением андезитовой магмы и образованием большого количества тонких частиц, на поверхности которых адсорбируются газы и пары воды, способствующие агрегации пепловых частиц и препятствующие их плотной упаковке.

Установлено, что в течение относительно небольшого отрезка времени (менее 1000 лет) в результате воздействия на пирокластике гипергенных

и диагенетических процессов отложения уплотняются (табл. 2). По-видимому, преобразование отложений, а вместе с тем и изменение их физико-механических свойств, происходит постепенно.

Для выявления механизмов и особенностей изменения физико-механических свойств пирокластических отложений во времени исследован псефопсаммитовый слабосцементированный туф андезито-базальтового состава, отобранный из пород вулканического плато, на котором расположены вулканы Ключевской группы. Возраст туфа, согласно общепринятым стратиграфическим схемам [8, 17], может быть отнесен к плейстоцен-раннеголоценовому периоду. В туфе преобладают обломки базальтов, меньше – андезитов и отмечаются отдельные осколки терригенных пород. Цемент практически отсутствует, либо представлен мелкими обломками тех же пород. Под действием диагенетических факторов на контактах между обломками образуются “мостики”, представляющие собой мелкие и тонкие осколки пирокластики, на которых начинают расти вторичные минералы (рис. 1а). Пленки вторичных минералов образуются и на поверхности отдельных обломков. Состав вторичных минералов определить не удалось (использовался рентгеноструктурный анализ) из-за малого количества минеральных новообразований. Но на электронных сканирующих снимках отчетливо видны форма и структура новообразований (рис. 1а). По-видимому, это глинистые минералы хлорит-сметитового ряда. Несмотря на

Таблица 2. Физико-механические свойства пирокластических отложений района Толбачинского Дола (БТТИ и “Песчаные горки”) в зависимости от возраста отложений

Порода	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Возраст отложений, годы
Шлаки	$\frac{0.78(8)}{0.62-0.97}$	$\frac{76(8)}{69-79}$	20
	$\frac{1.03(5)}{0.95-1.16}$	$\frac{69(5)}{64-72}$	800-900
Пеплы	$\frac{1.01(3)}{0.91-1.21}$	$\frac{70(3)}{65-72}$	20
	$\frac{1.08(5)}{0.97-1.17}$	$\frac{68(5)}{65-71}$	800-900

Примечание. То же, что и к табл. 1.

то, что количество их незначительно, пирокластика приобретает облик и свойства слабосцементированной породы (рис. 1б): не рассыпается в руках, обладает плотностью 1.57 г/см³, водопоглощение составляет 17%, прочность 1–3 МПа, скорость продольных волн 1.85 км/с.

Изменение физико-механических свойств пирокластики в процессе длительной литификации. Дальнейшее преобразование состава, строения и свойств пирокластики прослежено на примере изу-



Рис. 1. Электронные сканирующие снимки слабосцементированного псефопсаммитового туфа андезито-базальтового состава, отобранного из пород вулканического плато Ключевской группы вулканов: а – начальная стадия формирования цемента; б – слабо сцементированная порода; а – 350X; б – 40X.

чения разреза туфогенно-осадочных пород, вскрытого глубокой скважиной № 50, пробуренной на западном побережье о-ва Итуруп (Южные Курильские о-ва). Скважиной вскрыты вулканогенно-осадочные отложения лебединской кальдеры, предположительно верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста [18] или моложе. Отложения кальдеры в данном разрезе не затронуты высокотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами, т.к. разрез находится на удалении от современных или четвертичных вулканов и гидротермальных систем. По материалам наших предыдущих исследований [13, 18–20] можно утверждать, что преобразование пород разреза лебединской свиты происходило под влиянием факторов регионального метаморфизма (лито- и гидростатических давлений, низкотемпературных трещинно-поровых растворов и т.п.) и, возможно, локальных метасоматических процессов. Температуры образования вторичных минеральных ассоциаций не превышали 100–120°C [20]. По данным исследования вторичных минералов, существенное влияние на породы лебединской свиты оказывали и продолжают оказывать морские воды, проникающие на глубины более 1.6 км (до забоя скважины № 50 и, видимо, глубже): при смешивании морской воды с трещинно-поровыми низкотемпературными термальными водами образуются минералы кремнезема [2], а также ангидрит и др. низкотемпературные гидротермально-метасоматические минералы.

Вскрытый разрез на интервале глубин от 500 до 1600 м представляет собой чередование псефопсаммитовых (до агломератовых) туфов с туффитами (также мелко- и среднеобломочными) и редкими прослоями лав андезитового или андезито-базальтового состава. До глубины 500 м керновый и шламовый материал не отбирался, но по материалам бурения других скважин эта часть разреза также представлена вулканогенно-осадочными породами лебединской свиты, в среднем, андезитового состава. Породы, особенно в верхней части разреза, слабо сцементированы и даже рыхлые; масса обломков преобладает над массой цемента. Рассмотрим характер изменения свойств пород и вторичных минеральных ассоциаций с глубиной, начиная с 700 м. Ниже выделены интервалы разреза, отличающиеся друг от друга значениями физико-механических показателей, составом и характером развития вторичных минеральных изменений; при этом первичные породы интервалов могут быть практически идентичны.

Интервал 700–800 м представлен литокристаллокластическими туфами и туффитами псефопсаммитовой и алевроитовой размерности обломков. Обломками служат кристаллы плагиоклаза и пироксенов, литокласты вулканического стекла и лав андезитов – андезито-базальтов. Первичного цемента практически нет, кроме тонких осколков

того же литокристаллокластического материала, тяготеющих к стыкам основных обломков. На поверхности обломков наблюдаются “островки” (рис. 2а), образованные, по данным термогравиметрических исследований, монтмориллонитом и аморфным кремнеземом. В растровом электронном микроскопе наблюдается сам процесс образования метасоматического цемента: скрепление зерен и обломков происходит за счет формирования глинистых “мостиков” (рис. 2б) и разрастания последних в агрегаты монтмориллонита (рис. 2в). Монтмориллонит имеет типичную ячеистую микроструктуру и развит только на контактах обломков. Помимо монтмориллонита, образуются отдельные кристаллы и розетки пелитоморфного кальцита в порах (рис. 2а).

Туфы и туффиты данного интервала имеют следующие физико-механические свойства: $\rho = 1.5–1.7 \text{ г/см}^3$, ρ_s твердых частиц $= 2.88 \text{ г/см}^3$, $W = 15–22\%$, $\eta = 42–48\%$, V_p сух. $= 1.4–1.7 \text{ км/с}$, V_p вод. $= 1.7–2.3 \text{ км/с}$, $R_{сж} = \text{до } 22 \text{ МПа}$. Данные значения свойств означают, что породы, несмотря на высокую плотность слагающих их обломков, очень легкие, высокопористые. Поры легко сообщаются между собой. Гигроскопическая влажность невелика, поскольку количество вторичных минералов не превышает 5% от массы породы. Скорости продольных волн низкие и существенно (на 0.3–0.9 км/с) увеличиваются при насыщении породы водой, по-видимому, максимально заполняющей поры и трещины. В то же время, прочность породы при таких значениях пористости достаточно высокая, что, по нашему мнению, объясняется существенной долей аморфного кремнезема в составе метасоматического цемента.

Интервал 800–1200 м. Сложен туфами и туффитами андезитового состава мелко-среднеобломочными, до агломератовой размерности обломков. В верхней части интервала преобладают туфогенно-осадочные отложения, в нижней – туфы. Прослой туфов и туффитов мощностью от нескольких метров до 50–60 м перемежаются с редкими маломощными (до 3 м) потоками лав андезитов – андезито-базальтов. В целом, породы по своему происхождению идентичны вышеописанному интервалу, но заметно отличаются физико-механическими свойствами и, как будет показано ниже, соответственно, составом и структурой вторичных минералов.

Туфы и туффиты интервала обладают, в среднем, следующими физико-механическими свойствами: $\rho = 2.02 \text{ г/см}^3$, $W = 6–10\%$, $\eta = 29\%$, V_p сух. $\leq 1.8–2.0 \text{ км/с}$, V_p вод. $= 2.0–3.2 \text{ км/с}$. $R_{сж}$ изменяется от 14 до 40 МПа, в отдельных случаях резко повышается до 88 МПа. Последнее связано с заполнением пор, пустот и трещин на локальных участках карбонатами. На рассматриваемом интервале существенно увеличивается содержание монтмо-

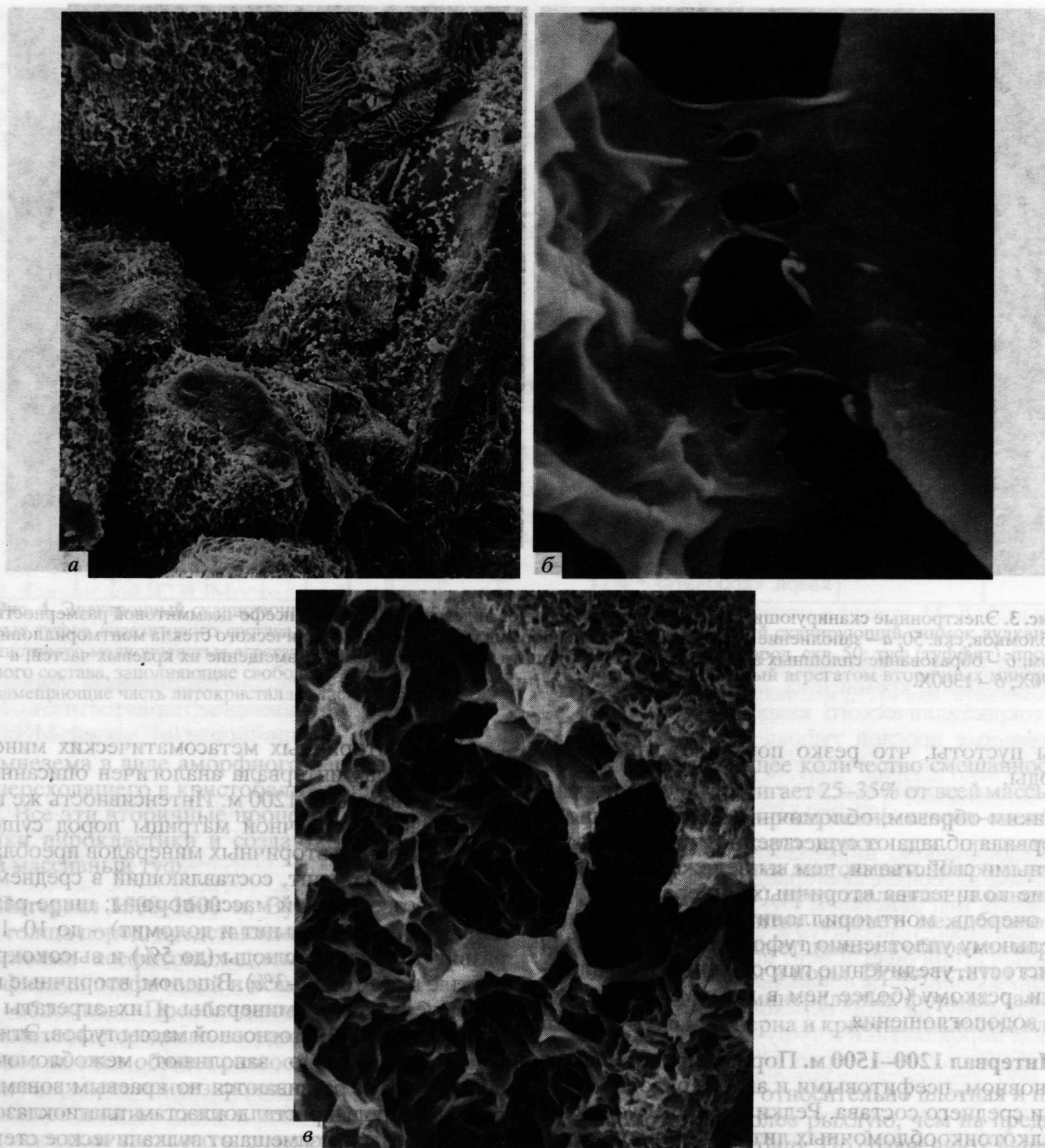


Рис. 2. Электронные сканирующие снимки литокристаллокластических туфов, скважина 50 (о. Итуруп): *а* – заполнение межобломочного пространства монтмориллонитом и аморфным кремнеземом; *б* – образование глинистых “мостиков” между обломками; *в* – разрастание “мостиков” в агрегаты монтмориллонита; *а* – 200X, *б* – 15000X; *в* – 6000X.

риллонита (до 10% от массы породы). Он облекает практически все обломки, начинает развиваться по вулканическому стеклу и заполняет поры внутри литокластов (рис. 3а). Монтмориллонит характеризуется ажурной структурой с крупными изометричными ячейками. Строение минерала более совершенно, он образует сплошные агрегаты между отдельными обломками и “разъедает” их краевые части (рис. 3б). Промежутки между

обломками, в основном, все же остаются незаполненными. Кристаллокласты плагиоклазов и темноцветных минералов не затронуты изменениями, редко пелитизированы по краям. Становится обычным карбонат (кальцит) в количестве в среднем 2–3%, выполняющий межобломочные промежутки, иногда замещающий края литокластов. В редких случаях, как отмечалось выше, карбонатом запол-

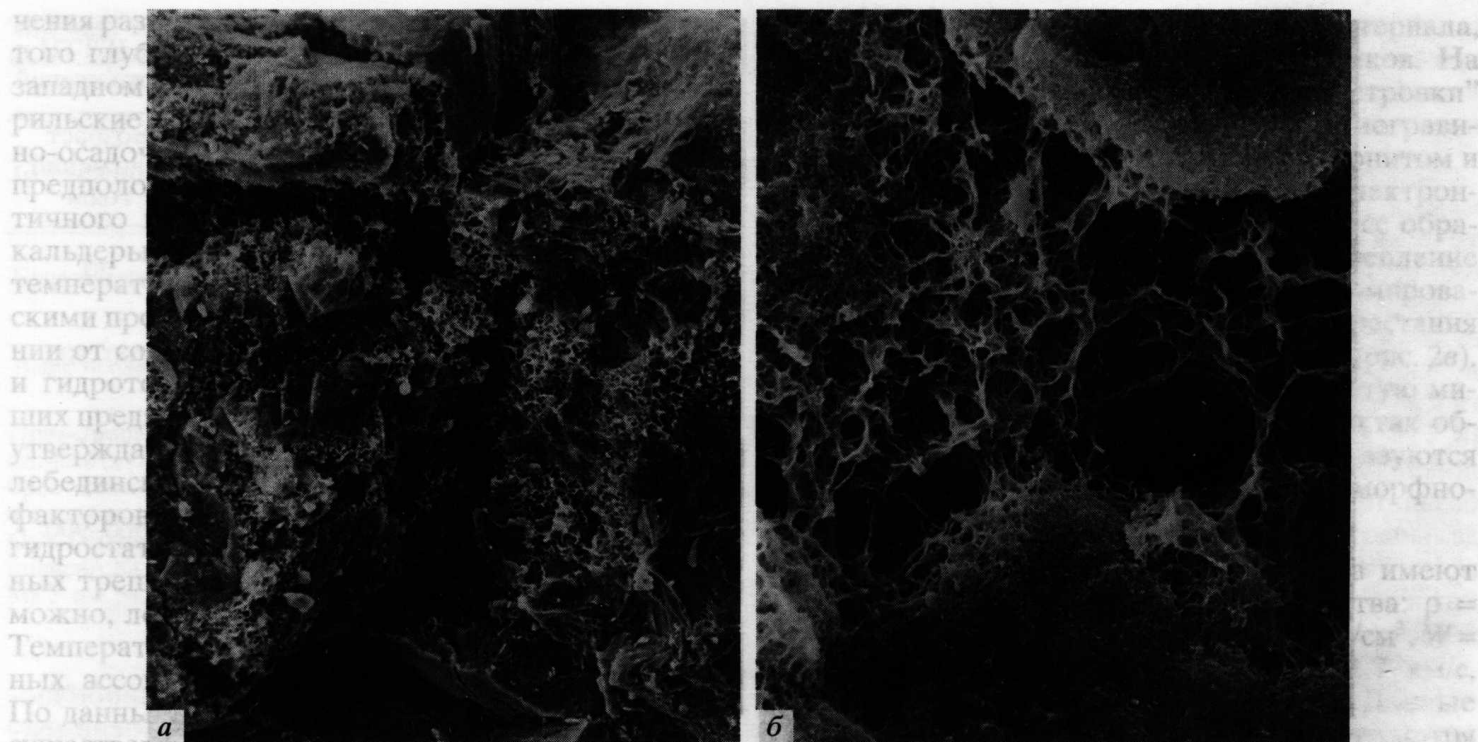


Рис. 3. Электронные сканирующие снимки туфов и туффитов андезитового состава псефо-псаммитовой размерности обломков, скв. 50: *а* – заполнение пор внутри обломков породы и замещение вулканического стекла монтмориллонитом; *б* – образование сплошных агрегатов монтмориллонита между обломками и замещение их краевых частей; *а* – 170X; *б* – 1300X.

нены пустоты, что резко повышает прочность породы.

Таким образом, обломочные породы данного интервала обладают существенно лучшими прочностными свойствами, чем вышележащие: возрастание количества вторичных минералов, в первую очередь, монтмориллонита, приводит к значительному уплотнению туфов за счет снижения пористости, увеличению гигроскопической влажности, резкому (более чем в два раза) уменьшению водопоглощения.

Интервал 1200–1500 м. Породы представлены, в основном, псефитовыми и агломератовыми туфами среднего состава. Редки прослой туффитов и мелкотонкообломочных литокристаллокластических туфов, аналогичных породам интервала 800–1200 м. В целом, интервал отличается от предыдущего резким преобладанием туфов средней и крупной размерности обломков.

Туфы имеют, в среднем, следующие физико-механические свойства: $\rho = 2.27 \text{ г/см}^3$, ρ_s тв. частиц = 2.86 г/см^3 , $\eta = 21\%$, $W = 5\%$, $V_p = 2.15 \text{ км/с}$, $R_{сж} = 45 \text{ МПа}$, гигроскопическая влажность составляет 3.6%, на отдельных участках породы – до 5–8%. На участках, где содержание кальцита возрастает до 30% от общей массы породы, т.е. кальцит заполняет все поры и образует цемент, значения V_p и $R_{сж}$ увеличиваются до 3.4–3.9 км/с и 80–90 МПа, соответственно.

Состав вторичных метасоматических минералов в породах интервала аналогичен описанному для интервала 800–1200 м. Интенсивность же преобразований первичной матрицы пород существенно выше. Из вторичных минералов преобладает монтмориллонит, составляющий в среднем до 15–25% от основной массы породы; шире развиты карбонаты (кальцит и доломит) – до 10–15%; развиваются гидрослюда (до 5%) и высококремнистые цеолиты (2–3%). В целом, вторичные низкотемпературные минералы и их агрегаты составляют до 50% от основной массы туфов. Эти минералы полностью заполняют межобломочное пространство, развиваются по краевым зонам обломков пород, кристаллокластам плагиоклазов и темноцветных, и замещают вулканическое стекло. Микроструктура глинистой цементирующей массы породы резко отличается от таковой предыдущего интервала. Хлорит-сметитовый ряд минералов образует листовато-мелкоячеистую массу, заполняющую все свободные пространства (рис. 4). В этой массе наблюдаются мелкие зерна высококремнистых цеолитов (до 0.15–0.25 мм по удлинению), которыми обрастают стенки пор. Пелитоморфный кальцит, характерный для предыдущих интервалов, представлен здесь крупными кристаллами (до 0.8 мм) или сплошными агрегатами. Он развивается по трещинам, частично замещает плагиоклазы и пироксены, выполняет поры. Редко отмечается хлорит, увеличивается содержание



Рис. 4. Электронный сканирующий снимок псефитовых туфов андезитового состава, скв. 50. Сплошные листовато-мелкоячеистые агрегаты хлорит-сметитового состава, заполняющие свободные пространства и замещающие часть литокристаллокластов (2500X).

кремнезема в виде аморфного вещества, частично переходящего в кристобалит-тридимит-халцедон. Все эти вторичные процессы связывают обломки пирокластики и создают довольно плотный массивный туф.

Интервал 1500–1600 м. Вулканогенно-осадочная толща пород, представленная чередующимися прослоями псефитовых-агломератовых туфов с туффитами псефитовой и псаммитовой размерности обломков. Преобладают туффиты псефопсаммитовые среднего состава. Породы пестроцветные за счет обилия разнообразных обломков: осадочных пропилитизированных пород, кристаллокластов плагиоклазов и темноцветных минералов, осколки светлого и темного стекла, новообразований.

Физико-механические свойства пород данной толщи очень близки к свойствам перекрывающих их туфов: $\rho = 2.18 \text{ г/см}^3$, $\rho_{\text{тв. частиц}} = 2.69 \text{ г/см}^3$, $V_p = 1.85 \text{ км/с}$, $R_{\text{сж}} = 53 \text{ МПа}$; величина пористости остается такой же (20–21%), гигроскопической влажности – снижается на 1.2% и составляет в среднем 2.4%.

Особенностью данного интервала является интенсивная переработка вулканогенно-осадочных пород. В составе хлорит-сметитовых минералов возрастает содержание хлоритового компонента, за счет чего и происходит снижение гигроскопичес-

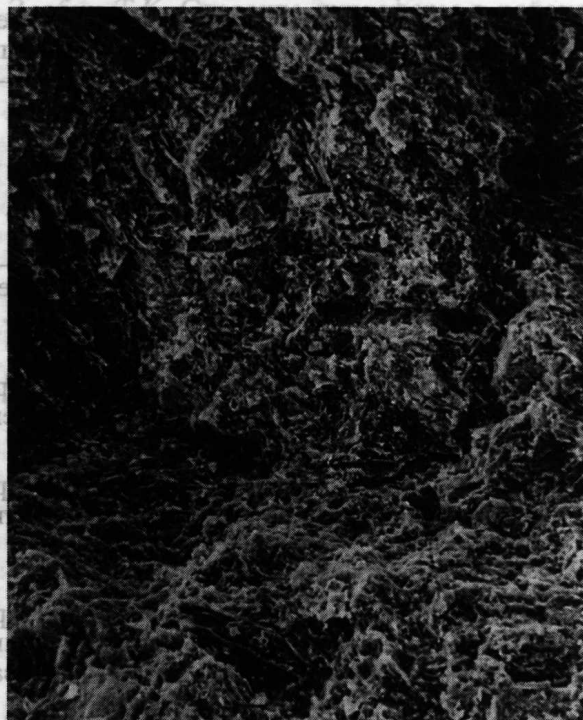


Рис. 5. Электронный сканирующий снимок вулканогенно-осадочных пород, скв. 50: туф (туффит), прочно сцементированный агрегатом вторичных минералов; 250X.

кой влажности. Общее количество смешаннослойных минералов достигает 25–35% от всей массы породы. Ячеистое микростроение хлорит-сметитовых минералов, характерное для предыдущих интервалов, сменяется листоватым. Широко развиты цеолиты (до 20%), представленные, в основном, ломонтитом. Ломонтит слагает межобломочное пространство, замещает цемент в обломках пород и выполняет трещины и поры. Присутствует гидрослюда в типичных минеральных формах, замещающая отдельные зерна и кристаллокласты плагиоклаза.

В целом, порода относительно плотная и прочная, несмотря на более рыхлую, чем на предыдущем интервале, матрицу. По сравнению с вышележащей толщей туфы имеют несколько меньшую величину плотности за счет снижения плотности твердых частиц (см. выше), обусловленного низкой величиной ρ , цеолитов. Величина пористости остается прежней, так как происходит лишь смена минерального состава, без более плотного заполнения порового пространства. Несколько снижается (на 1.2%) величина гигроскопической влажности, поскольку в составе глинистого вещества значительную роль начинает играть хлорит. Таким образом, происходит существенная переработка исходных пород. На электронных сканирующих снимках видно, что обломки породы почти сливаются с цементом (рис. 5). Для данного интервала ха-

Таблица 3. Направленность изменения физико-механических свойств пирокластических отложений в разрезе лебединской свиты, центральная часть о-ва Итуруп, скважина № 50

Зона №	Интервал, м	Порода	Состав цемента	Тип цемента	ρ , г/см ³	ρ_s , тв. ч. г/см ³	η , %	Wгипр %	Wвоз %	V_p сух, км/с	V_p вод, км/с	$R_{сж}$ МПа	$\chi \times 10^{-3}$ СИ	Кол-во обр.	Фото
I	до 800	Туфы и туффиты мелко-обломочные	Монтмориллонит, аморфный кремнезем	Пленочный	1.61	2.88	44	1.5	19	1.5	2.05	20	3	15	Рис. 2а-2в
II	800–1200	Туфы и туффиты средне-обломочные	Монтмориллонит, аморфный кремнезем, кальцит	Порово-пленочный	2.02	2.86	29	2.7	8	1.9	2.5	35	4	35	Рис. 3а, 3б
III	1200–1500	Туфы псефитовые и агломератовые	Монтмориллонит, кальцит, гидрослюда, высококремнистые цеолиты	Порово-базальный	2.27	2.86	21	3.6	5	2.15	2.75	45	4	108	Рис. 4
IV	1500 $\geq$ 1600	Туффиты и туфы псефопсаммитовые	Хлорит (корренсит), ломонтит, монтмориллонит, гидрослюда, халцедон-кварц, карбонаты	Порово-базальный-базальный	2.18	2.69	20	2.4	8	1.85	2.4	53	9	48	Рис. 5

рактерно также выпадение на отдельных горизонтах свободного кремнезема в виде халцедона и криптокристаллического кварца: образуются окварцованные прослои туфоалевролитов, характеризующиеся высокими плотностью (2.3–2.37 г/см³), скоростями продольных волн (2.9–3.9 км/с) и прочностью на сжатие (130–200 МПа).

Следовательно, пирокластические отложения на данном интервале претерпевают максимальные изменения под действием лито- и гидростатического давления, температур и захороненной воды; развитый вторичный цемент крепко связывает обломки, заполняет все свободные пространства. По-видимому, на этом переход от рыхлой современной пирокластики к туфу практически завершается. Дальнейшие преобразования принципиально не меняют картины, так как они приводят только к “улучшению-ухудшению” физико-механических параметров породы и изменениям более высокого порядка, таким, как образование прослоев или линз кварца, и т.п.

Заключение. Выявлены следующие особенности превращения современной рыхлой пирокластики в плотные породы: 1) постепенное заполнение межобломочного пространства вторичными гидротермально-метасоматическими минералами и увеличение количества вторичных минералов; 2) последовательная смена типов цемента: контактовый → пленочный → поровый → порово-базальный; 3) смена микроструктуры глинистых минералов монтмориллонит-хлоритового ряда – от крупночешуйчатой до листоватой; 4) значительное преобразование первичного обломочно-

го материала на заключительных стадиях этого процесса; 5) постепенно уплотнение пород от 0.78 до 2.27 г/см³, снижение пористости от 76 до 20%, повышение прочности от долей МПа до 53 МПа.

Приведенный материал, на наш взгляд, позволяет ответить на ряд вопросов и, прежде всего, на вопрос о механизмах перехода от рыхлого грунта к монолитной породе. “Региональное окаменение” или литификация [16, 21] оказывает существенное влияние на породы, по-видимому, только в течение длительного периода времени (миллионов лет) при накоплении мощных осадочных толщ. В случае вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований неоген-четвертичного возраста, как показано выше, основную роль в уплотнении обломочных пород могут играть эпигенетические и метасоматические процессы. Выявленные тенденции изменения физико-механических свойств пирокластических отложений в разрезе лебединской свиты (табл. 3) объясняются, прежде всего, метасоматозом. По-видимому, метасоматоз является мощным литогенетическим фактором в самом широком его понимании [11, 12]. Вместе с тем, поскольку поднятая тематика в отношении пирокластических образований слабо освещена в опубликованной литературе, а настоящая работа во многом только затрагивает эту проблему, предложенные механизмы цементирования и уплотнения пирокластики в результате гипергенных, диагенетических и метасоматических (гидротермально-метасоматических) процессов могут представлять собой лишь малую часть от всех

механизмов, реально участвующих в преобразовании пирокластических пород. Требуются дальнейшие и более тщательные исследования пирокластических отложений, характеризующихся разнообразным составом (базальтовым, андезитовым и риолитовым) и различными геолого-структурными условиями накопления и преобразования пород (в крупных кальдерах, на склонах вулканов, в кратерах и др.). Продолжение исследований по обозначенной тематике актуально для решения целого ряда фундаментальных научных и прикладных задач в области современной и палеовулканологии, комплексного изучения конвективных длительноживущих рудоносных гидротермально-магматических систем и геотермальных и гидротермальных рудных месторождений.

Авторы глубоко признательны своим коллегам, участвовавшим в проведении совместных полевых исследований, предварительной обработке и обсуждении материалов (А.Д. Коробову, Я.А. Рихтеру, О.П. Гончаренко, Н.С. Жатнуеву, Н.М. Ульзутуеву, Г.П. Королевой, Э.А. Молостовскому, С.В. Кореневой, С.В. Москалевой), а также всем специалистам, сделавшим ряд ценных замечаний при подготовке статьи к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64175а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большое трещинное Толбачинское извержение: Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. Белоусов В.И., Рычагов С.Н. и др. Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия, 1998. 7(3). С. 200–216.
3. Василевский М.М. Вулканогенно-рудные пояса и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. С. 86–95.
4. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.
5. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
6. Гирина О.А. Современные пирокластические отложения вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Автореф. дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 23 с.
7. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1973. 367 с.
8. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
9. Заварицкий А.Н. Северная группа вулканов Камчатки. Сер. Камчатская. Вып. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. 54 с.
10. Злобин Т.К. Строение литосферы в районе о-ва Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 33–41.
11. Казиицн Ю.В. Метасоматизм в земной коре. Л.: Недра, 1979. 208 с.
12. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма. Автореф. дисс. на соискание уч. степени докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1995. 44 с.
13. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 3. С. 28–44.
14. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н., Васильева Ю.В. и др. Петрофизические свойства метасоматитов Паужетского месторождения парогидротерм (Ю. Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1991. № 6. С. 95–110.
15. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. М.: Недра, 1984. Т. 2. 438 с.
16. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с.
17. Пийп Б.И. Ключевская Сопка и ее извержения в 1944–55 гг. и в прошлом // Тр. лаб. вулканологии. 1956. Вып. 11. 311 с.
18. Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 59–74.
19. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др. Температурная и минералого-геохимическая характеристика геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 5. С. 405–418.
20. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др. Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы Баранского, о. Итуруп // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 96–112.
21. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Госгортехиздат, 1958. Т. 1. 486 с. Т. 2. 520 с.
22. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Издание 2-е. Т. 1. 212 с.
23. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
24. Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др. Вулкан Ключевской // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 106–155.
25. Черкасов И.И., Шварев В.В., Штейнберг Г.С. и др. Физические и механические свойства современных рыхлых отложений вулканов Камчатки и их сопоставление со свойствами грунтов Луны // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970. № 11. С. 3–20.

Т

ISSN 0203-0306

Номер 4

Июль - Август 2001



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

Главный редактор
С.А. Федотов



<http://www.maik.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

БИБЛИОТЕКА
ИНСТИТУТА ВУЛКАНОЛОГИИ
7 АН СССР

Российская академия наук

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

№ 4 2001 Июль–Август

Журнал основан в январе 1979 г.

Выходит 6 раз в год

ISSN 0203–0306

Главный редактор

С.А. Федотов

Заместители главного редактора

А.В. Николаев, В.Н. Шилов

Ответственный секретарь

А.П. Хренов

Заместитель ответственного секретаря

Г.А. Карпов

Редакционная коллегия:

**А.А. Бухаров, Е.И. Гордеев, Л.В. Дмитриев, В.А. Ерощев-Шак,
А.Д. Завьялов, Б.В. Иванов, А.И. Игнатьев, А.В. Кирюхин,
Н.Н. Кожемяка, Б.В. Левин, У. М.
И.В. Мелекесцев, В.М. Округин,
Б.Н. Пискунов, А.А. Сидоров, Р. С.
А.А. Соловьев, Г.А. Соболев,
В.Д. Феофилактов**

Зав. редакцией

Адрес редакции

117810, Москва, ГСП-1

тел. (095)

683006, Петропавловск-Кам

Институт вулканс

тел. (4152

Мос

Издательст

Международная

издательская компания “

Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть I. Строение пирокластических потоков, сравнительная минералогия

Е. Н. Гриб, В. Л. Леонов

Различные пути эволюции верхнекоровых магматических очагов кальдерных комплексов Восточной Камчатки. Часть II. Физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов

Е. Н. Гриб, В. Л. Леонов

Преобразование рыхлых пирокластических отложений в туфы

В. М. Ладыгин, С. Н. Рычагов, Ю. В. Фролова,
В. Н. Соколов, В. Г. Шлыков, О. А. Гирина

Геолого-геофизические исследования подводной вулканической группы Софу (Идзу-Бонинская островная дуга)

В. А. Рашидов, Е. А. Сапожников

Динамические характеристики сейсмического шума по цифровым записям станции Маканчи

З. И. Синева, Н. Н. Михайлова, И. И. Комаров

Статистическая модель прогноза даты и магнитуды землетрясений

А. П. Гришин

Отклик акустической эмиссии на сейсмический процесс

А. В. Горбатиков, О. А. Молчанов, М. Хаякава, С. Уеда,
К. Хаттори, Т. Нагао, А. В. Николаев

Тематика журнала и правила для авторов

Многочисленные работы, проведенные в последние годы в различных районах земного шара, показывают, что большую роль в эволюции коровых магматических очагов играют базальтовые расплавы, которые поступают с более глубоких уровней, несут с собой тепло и могут быть инициаторами крупнообъемных извержений [13, 14, 17, 20]. В некоторых случаях устанавливается, что важным фактором является скорость поступления базальтов снизу, которая, в свою очередь, определяется геодинамической обстановкой [14, 15]. В то же время есть примеры, когда расположенные рядом кальдерные комплексы, связанные с магматическими очагами и имеющие одинаковое геодинамическое положение, развиваются различным образом. Нам представляется, что сравнительное изучение расположенных по соседству магматических очагов и выявление

Как пример нами рассматривается центральный участок Восточной Камчатки, где цепочкой, вытянутой в северо-восточном направлении, расположен ряд крупных вулканических центров, венчающихся кальдерными комплексами и связанных с расположенными на небольшой глубине в их недрах кислыми магматическими очагами (рис. 1). Геологическое строение этих центров изучено достаточно хорошо. Использование методов относительного и абсолютного датирования (литолого-стратиграфической корреляции, палинологического, диатомового, палеомагнитного, трекового, уран-иониевого и радиоуглеродного) позволило сделать возрастную привязку отдельных событий [1–9, 12]. В последние годы большое внимание было уделено изучению пемзово-игнимбритовых покровов, окружающих кальдерные комплексы, и особенностей их состава, выявлению корреляционных признаков, позволяющих отличать пирокластические отложения, относящиеся к разным кальдерным комплексам [2, 3, 7, 8]. В настоящей работе, продолжающей эти исследования, мы приводим сравнительную характеристику отложений, сформировавшихся на кальдерообразующих этапах, восстанавливаем физико-химические условия, существовавшие в магматических очагах, из которых происходили извержения, показываем их различие и рассматриваем возможные причины этих различий.